

Санкт-Петербургский государственный университет

ТРАВКИН Владимир Станиславович

Выпускная квалификационная работа

Механизмы формирования Лофотенского вихря по спутниковым и натурным измерениям, а также данным моделирования

Уровень образования:

Направление *05.03.04 «Гидрометеорология»*

Основная образовательная программа *СВ.5021.2016 «Океанология»*

Научный руководитель:

Профессор кафедры океанологии,
доктор географических наук, профессор,
Белоненко Татьяна Васильевна

Рецензент: доцент кафедры
прикладной океанографии
ЮНЕСКО-МОК и комплексного
управления прибрежными
зонами Института гидрологии
и океанологии РГГМУ,
кандидат географических наук, доцент,
Гордеева Светлана Михайловна

Санкт-Петербург

2020

Оглавление

Введение	3
2. Данные и методы	11
2.1. ETOPO1	11
2.2. GLORYS12V1.....	11
2.3. TEOS-10.....	12
2.4. MITgcm with JRA55	13
3. Основные механизмы формирования Лофотенского вихря.....	13
3.1. Влияние зимней конвекции	13
3.1.1. Анализ исследований по теме	13
3.2. Влияние топографии	30
3.2.1. Анализ исследований по теме.....	30
3.3. Влияние взаимодействия вихрей.....	47
3.4. Влияние турбулентности	51
Публикации по теме ВКР	55
Список литературы:	58

Введение

«Глобальный океанический конвейер», впервые описанный в работе (Broecker and Peng, 1982), представлен сложной системой горизонтальных и вертикальных движений, переносящих воду в меридиональном и зональном направлениях и связывающих между собой океаны и климатические зоны, уменьшая контраст между меридиональными характеристиками водных масс (Richards and Straneo, 2015; Алексеев и др., 2016). В районе Северной Атлантики данный конвейер представлен Северо-Атлантическим течением, а в Северо-Европейском бассейне его продолжением – Норвежским течением, состоящим из двух ветвей, которые переносят в Арктический бассейн теплые и соленые воды Атлантики, поступающие через проливы между Исландией, Фарерскими и Шетландскими островами (Broecker, 1991; Pedersen et al., 2005; Orvik, 2004; Jakobsen et al., 2003).

Огибая плато Воринг с двух сторон, Норвежское течение разделяется на два водных потока, которые охватывают весь бассейн Норвежского моря (Белоненко и др., 2014) (Рисунок 1). Восточная ветвь Норвежского течения представлена Норвежским склоновым течением, направленным на север в сторону Баренцева моря и расположенным вдоль континентального склона, тогда как западная ветвь представлена неустойчивым бароклинным Норвежским фронтальным течением. Восточная ветвь движется в северную сторону, где в дальнейшем разделяется на две части, одна из которых имеет циклоническую направленность и локализована в основном на западной периферии Лофотенской котловины, двигаясь сначала в западную, а затем рециркулируя на юг в сторону Норвежской котловины и проходя вдоль хребта Ян-Майен, при этом увеличивая свою скорость течения. Тогда как Западная часть Норвежского течения, отрываясь от основной ветви, огибает с северной стороны плато Воринг и в дальнейшем поворачивает в восточную сторону и соединяется с восточной ветвью Норвежского течения (Рисунок 1). Подобный циклонический характер движения течений в районе Лофотенской котловины во многом обусловлен топографическим строением, кроме того, течения в той или иной степени следуют топографии дна и поэтому движутся вдоль изобат (Алексеев и др., 2016; Yu et al., 2017).

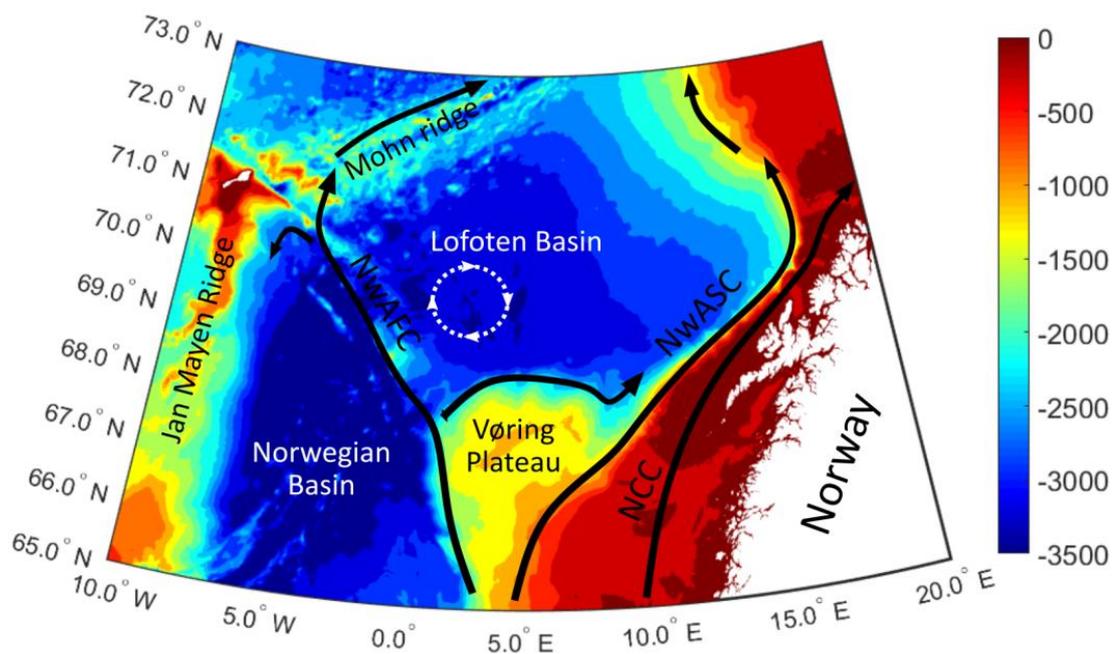


Рис. 1. Район исследования. Цветом обозначена батиметрия (м). Замкнутым белым кругом отмечено местоположение квази-циклонического Лофотенского вихря.

Стрелочками обозначены основные течения: NwASC – Норвежское склоновое течение, NCC – Норвежское береговое течение, NwAFC – Норвежское фронтальное течение.

Стоит отметить, что оба течения проникают до глубины 400-600 м, что связано с глубиной порогов, через которые атлантические воды поступают в Норвежское море (Белоненко и др., 2014). Максимальные скорости этих течений сосредоточены в струях, имеющих среднюю ширину около 30-50 км, где средние значения скорости составляют 30 см/с (Koszalka et al., 2013).

Лофотенская котловина, расположенная в центральной части Норвежского моря, характеризуется локальным максимумом вихревой кинетической энергии и является важнейшим транспортным регионом для теплых и соленых атлантических вод на их пути в Арктический бассейн (Fer et al., 2018; Volkov et al., 2015). В результате бароклинной неустойчивости от ветвей Норвежского склонового течения отделяются мезомасштабные вихри и, благодаря топографическому эффекту, устремляются в центральную часть котловины (Köhl, 2007; Volkov et al., 2015; Сандалюк и Белоненко, 2018). Стоит отметить, что мезомасштабные вихри являются важнейшим источником переноса биогенных элементов: так, концентрация биогенов в вихрях способна превышать до 10 раз концентрацию биогенных элементов в окружающих водах (Vaillancourt et al., 2003).

Максимальная глубина в котловине достигает 3250 м, дно представлено практически плоской абиссальной равниной, площадью порядка 1300 км², кроме того, на северо-западе котловина граничит с хребтом Мона, а на юге и востоке — с континентальным склоном Скандинавии и плато Воринг, что позволяет говорить о характерной топографической обособленности Лофотенской котловины и наличии в ней специфических черт крупномасштабной циркуляции вод (Башмачников и др., 2017; Иванов и Кораблев, 1995а). Подобная обособленность подтверждается в работе (Voet et al., 2010), в которой показано, что в среднем лишь 25% буев покидает Лофотенскую котловину, что указывает на преобладание в данном районе процессов, связанных с конвергенцией течений.

Водные массы данного региона представлены теплыми и солеными атлантическими водами, нижняя граница которых находится на глубине порядка 400-600 м в районе континентального склона и постепенно поднимается к поверхности океана при движении в северо-западном направлении, а также имеют соленость, равную 35 psu и температуру воды порядка 3 °C (Köhl, 2007; Nilsen and Falck, 2006).

Ниже атлантической водной массы находятся глубинные водные массы арктического происхождения, имеющие более низкую температуру от – 0,5 до 0,5°C, по сравнению с атлантическими водами, и более высокую соленость (Белоненко и др., 2014; Köhl, 2007). В западной части Норвежского моря, для которой характерны большие горизонтальные градиенты термохалинных характеристик за счет взаимодействия между теплыми и солеными атлантическими водами с более пресными и холодными водами арктического происхождения, носит название Арктический фронт (Nilsen and Falck, 2006). К северу от хребта Ян-Майен Арктический фронт имеет довольно устойчивое пространственное положение, однако в летний период наблюдается его смещение в сторону запада. Стоит отметить, что и атлантические воды Норвежского склонового течения фиксируются в летний период западнее, чему также способствуют северные ветры в летний период (Nilsen and Falck, 2006).

Ключевой особенностью Лофотенской котловины является Лофотенский вихрь, расположенный в центре котловины и являющийся сегодня природной лабораторией для изучения мезомасштабных вихрей в океане. Зимняя глубокая конвекция является необходимым условием существования этого уникального природного феномена, так как она создает благоприятные условия его ежегодной регенерации (Блошкина и Иванов, 2016). Другим механизмом, позволяющим поддерживать в центре котловины высокую антициклоническую завихренность, является захват мезомасштабных вихрей,

отрывающихся от Норвежского течения. Мезомасштабные вихри представляют наиболее важную составляющую динамики Лофотенской котловины.

В монографии (Rhines, 1975), основанной на использовании теории и идеализированной модели, утверждается, что двумерные вихри в однородной среде, имеющие большие числа Рейнольдса, в дальнейшем развиваются в сторону больших пространственных масштабов. За счет геофизического бэ́та-эффекта, такой каскад создает поле волн без потери энергии и турбулентной изменчивости, почти прекращающейся при масштабах волнового числа близких к $k_\beta = \sqrt{\left(\frac{\beta}{2U}\right)}$, где U – скорость частицы, β – меридиональный градиент параметра Кориолиса.

Для океана пограничный масштаб k_β^{-1} составляет 280 км, при $U = 30$ см/с, на широте 70° . В работе отмечается, что при прохождении вихрей через континентальные склоны наблюдается анизотропия, способствующая движению вихрей вдоль данных контуров f/h , где f – параметр Кориолиса. Кроме того, границы бассейна также вносят вклад в распределение энергии вихрей. Так, береговая линия, расположенная к западу от жидкости, является причиной накопления энергии посредством вихрей, в то время как береговая линия, расположенная к востоку от жидкости является «стоком» энергии (Rhines, 1975).

Современные наблюдения подтверждают механизмы появления зональных струй, предложенные в монографии (Rhines, 1975), однако некоторые работы, как, например, статья (Melnichenko et al., 2010), указывают на ошибочность данного механизма. Наблюдения свидетельствуют о том, что в мезомасштабном поле со средними значениями зональной скорости доминируют квазипостоянные структуры, обычно называемые стратами (Maximenko et al., 2005, 2008). Подобные структуры наиболее заметны в многолетнем усредненном по времени поле скоростей и имеют пространственные характеристики до нескольких тысяч км в длину и до 150-250 км в меридиональном направлении, образуя практически глобальную систему слабо чередующихся восточных и западных течений, в дальнейшем сливающихся в более широкие и сильные потоки (Melnichenko et al., 2010).

Образуюсь в результате динамической неустойчивости Норвежского течения (Köhl, 2007; Raj et al., 2015, 2016), мезомасштабные вихри извлекают из него теплую и соленую воду и перераспределяют ее по акватории Норвежского моря. Тем самым, мезомасштабные вихри играют важную роль и в формировании термохалинной структуры

Лофотенской котловины. Антициклонический характер вращения в Лофотенского вихря формируется за счет наклона уровенной поверхности моря и приповерхностных изопикн в центре котловины (Белоненко и др., 2017).

В своей статье Volkov et al. (2013) называет Лофотенскую котловину «горячей точкой Норвежского моря» за счет выявленных в ней с помощью спутниковой альтиметрии локальных максимумов уровня поверхности океана (до 15 см) и вихревой кинетической энергии. Согласно закона сохранения потенциального вихря, рассчитываемого по формуле:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{f+\zeta}{H} \right) = 0,$$

где ζ – относительная завихренность, H – глубина океана, в котловинах северного полушария имеет место формирование крупномасштабной циклонической циркуляции, имеющей топографическую природу (Köhl, 2007). С начала 60-х годов XX века в районе Лофотенской котловины была обнаружена и выделялась область замкнутых изотерм и изохалин, которая ограничивала внутритропическую антициклоническую линзу – Лофотенский вихрь с центром, расположенным приблизительно на 70° с.ш. и 4° в.д. на глубинах порядка 300–1000 м (Алексеев и др., 1991). Динамический сигнал данного вихря распространяется от поверхности до дна моря на глубинах более 3000 м (Белоненко и др., 2017). Данный вихрь антициклонического типа меняет свое положение в течение года, двигаясь по квази–циклонической траектории, при этом установлено сохранение его положения относительно центра котловины (Блошкина, 2016; Иванов и Кораблев, 1995а; Voet et al., 2010). По мнению авторов статьи (Иванов и Кораблев, 1995б), за счет донной топографии образуется внешнее по отношению к Лофотенскому вихрю циклоническое поле, превосходящее в пространственном масштабе в несколько раз антициклоническое поле движения Лофотенского вихря, что способствует нахождению вихря в пределах Лофотенской котловины.

В работе (Raj et al., 2015) по спутниковым альтиметрическим данным показано, что средний радиус Лофотенского вихря равен 37 км, а орбитальная скорость на поверхности составляет порядка 30 см/с. Анализируя данные глайдеров за период с июля 2012 года по июль 2015 года, авторы статьи (Yu et al., 2017) отмечают, что средний радиус ядра Лофотенского вихря составляет 18 ± 4 км, кроме того, средний вклад геострофической компоненты в циклогестрофический баланс равен 44%, а значения относительной завихренности ядра Лофотенского вихря близки к локальному параметру Кориолиса. Установлено, что колебание пространственного положения ядра данного вихря,

достигающее значений между наиболее удаленными точками порядка 130 км, что намного меньше горизонтальных масштабов Лофотенской котловины, имеющей протяженность 500 км в горизонтальном направлении по изобате 2000 м (Белоненко и др., 2014; Иванов и Кораблев, 1995б).

По данным работы (Volkov et al., 2015), средняя скорость движения Лофотенского вихря составляет 1,5 км в день, кроме того, около половины времени в году Лофотенский вихрь фиксируется в южной части Лофотенской котловины, имеющей глубины порядка 3250 м.

В работе (Yu et al., 2017) также отмечается, что использование спутниковых альтиметрических данных позволяет установить местоположение ядра Лофотенского вихря с точностью до половины радиуса вихря, однако такие характеристики, как относительная завихренность и радиус Лофотенского вихря, способны завышаться примерно в 2 раза, что связано с чрезмерным сглаживанием относительно небольшого пространственного радиуса Лофотенского вихря. В работе (Белоненко и др., 2017) впервые была применена теория винтовых вихрей для Лофотенского вихря Норвежского моря. Используя данные гидродинамической модели MITgcm с высоким разрешением, равным 4 на 4 км для периода 1992-2012 гг., были получены значения азимутальной и осевой вертикальной скорости Лофотенского вихря. По данным MITgcm, максимум азимутальной скорости установлен в подповерхностном ядре Лофотенского вихря, на глубинах 200-1000 м и составляет 20 см/с, в то время как в верхнем слое скорости вращения частиц не превышают 12,5-15,0 см/с, а в нижних слоях – не более 5 см/с. Тогда как вертикальные осевые скорости Лофотенского вихря на 3-4 порядка меньше азимутальных скоростей. Кроме того, величина горизонтального масштаба вихря для всех горизонтов меняется в незначительных пределах (Белоненко и др., 2017). В работе (Иванов и Кораблев, 1995б) отмечается, что в изменениях характеристик Лофотенского вихря обнаруживается наличие ярко выраженного сезонного сигнала. Так в зимние месяцы, за счет ослабленной плотностной стратификации вод и вертикальной инверсии соленых вод по глубине, в центре Лофотенского вихря происходит подпитка ядра вихря поверхностной водой, более соленой, чем нижележащие воды, и проникающей на глубины более 1 км (Алексеев и др., 2016; Федоров и др., 2019; Rossby et al., 2009a). Для данного периода характерно т.н. «сжатие» Лофотенского вихря до размера бароклинного радиуса деформации Россби, равного 7-9 км и увеличение антициклонической завихренности.

По данным работы (Fer et al., 2018) бароклинный радиус деформации Россби, рассчитанный по фазовой скорости первой бароклинной моды $R1 = c_1/f$, равен 12 км, где c_1 находится из численного решения уравнения Штурма – Лиувилля при использовании эталонной частоты плавучести на радиальном расстоянии 60 км.

По данным работы (Travkin and Belonenko, 2019), в которой анализируются характеристики мезомасштабных вихрей на основе спутниковых измерений в период с 1993 по 2017 гг., в исследуемом районе характерны годовые значения орбитальной скорости и амплитуды, равные от 8,5 до 11,1 см/с и от 3,8 до 5,4 см, для вихрей обоих типов соответственно. Установлено наличие выраженной сезонной изменчивости, так, в осенне-летний период орбитальные скорости и амплитуды обоих типов вихрей снижаются до значений порядка 8,5 – 8,7 см/с для циклонов и 9,6 – 10,4 см/с для антициклонов и до значений амплитуд, равных 3,8 – 3,9 см для циклонов и 4,7 – 5,1 см для антициклонов. Кроме того, в зимне-весенний период фиксируется уменьшение продолжительности жизни мезомасштабных вихрей, до значений, менее 27 дней. Исследуемый район, за счет наличия β -топографического эффекта характеризуется наличием наибольшего числа вихрей обоих типов в центральной и восточной части Лофотенской котловины, тогда как западная и северо-западная часть характеризуется наименьшим количеством вихрей обоих типов на протяжении всего года (не более 15 вихрей за сезон на ячейку сетки с разрешением стороны 1°).

Для Лофотенского вихря характерно ярко выраженное сезонное колебание термохалинных характеристик. Так, ядро Лофотенского вихря в зимний период характеризуется отрицательными значениями аномалий температур и сильным опреснением, в результате чего его плотность в зимний период на $0,025 - 0,05 \text{ кг/м}^3$ выше, чем среднегодовая. В данном районе исследования фиксируется наличие мезомасштабных антициклонических вихрей, для которых характерны скорости порядка 20 см/с, отрицательные значения относительной завихренности и параметра Окубо–Вейса, равные от -1.5×10^{-5} до $-2.5 \times 10^{-5} (1/c)$ и $-4 \times 10^{-10} (1/c^2)$, соответственно.

В результате слияния мезомасштабного антициклонического вихря с ЛВ происходит увеличение и заглубление изотерм и изохалин в районе месторасположения ЛВ, что свидетельствует об обновлении ядра Лофотенского вихря не только за счет процесса глубокой конвекции в весенне-зимний период, но и за счет его слияния с мезомасштабными вихрями антициклонического типа (их относительная завихренность

отрицательна), характеризующимися наличием более теплых и соленых атлантических вод.

В период весны–лета происходит прогрев поверхностного слоя воды, в результате чего происходит формирование сезонного пикноклина с утратой контакта линзы с поверхностью океана. Кроме того, наблюдается процесс релаксации вихря за счет экмановских движений, в результате чего происходит увеличение горизонтальных размеров вихря, а также снижение его орбитальной скорости (Белоненко и др., 2014; Иванов и Кораблев, 1995б). Сохранение пространственного положения вихря в границах Лофотенской котловины связано с его квази-циклоническим перемещением в пределах котловины (Блошкина и Иванов, 2016). Кроме того, в работе (Иванов и Кораблев, 1995б) указывается, что при отсутствии внешних источников тепла и соли линза способна просуществовать до 1,5 лет, постепенно сжимаясь по горизонтали и растягиваясь в следствие экмановских движений в наклонных пограничных слоях. В нашей работе под мезомасштабными (синоптическими) вихрями подразумеваются вихри, горизонтальный размер которых превышает бароклинный радиус деформации Россби $= \frac{N^*H}{\pi f}$, где N^* – характерная частота Вейсяля–Брента ($N^* = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}}$), f – параметр Кориолиса, H – глубина океана.

В своей статье Köhl (2007) утверждает, что большую роль на изменчивость термохалинных характеристик Лофотенского вихря оказывает процесс слияния с мезомасштабными антициклоническими вихрями, наибольшая повторяемость которых была зафиксирована на основе их автоматической идентификации в районе месторасположения Лофотенского вихря (Белоненко и др., 2014). В среднем, ядра мезомасштабных вихрей в Лофотенской котловине находятся в промежуточном слое на глубинах 300–800 м.

Основными механизмами, влияющими на формирование и устойчивость Лофотенского вихря, являются: глубокая зимняя конвекция, топография Лофотенской котловины, взаимодействие Лофотенского вихря с мезомасштабными вихрями, а также турбулентность. В данной работе мы рассмотрим каждый из них более детально, используя в качестве основы литературные источники.

Целью данной работы является изучение механизмов формирования квази-постоянного антициклонического Лофотенского вихря.

Указанная цель достигается путем решения следующих задач:

- 1) Сбор информации об основных механизмах формирования Лофотенского вихря из литературных источников.
- 2) Анализ сезонной и межгодовой изменчивости глубины верхнего квазиоднородного слоя на основе данных реанализа GLORYS12V1.
- 3) Анализ пространственного распределения в зимне-весенний период глубины верхнего квазиоднородного слоя на основе данных реанализа GLORYS12V1.
- 4) Анализ влияния топографии морского дна на вихревую и кинетическую энергию Норвежского моря на основе численных экспериментов и натурных данных.

2. Данные и методы

2.1. ETOPO1

ETOPO1 это обновленная версия глобальной интегрированной батиметрически-топографической цифровой модели поверхности Земли с пространственным разрешением 1' по широте и по долготе, объединяющая топографию земной поверхности и батиметрию океана. Топография морского дна основана на объединенных в единое целое батиметрических натурных измерениях, полученных из Японского центра океанологических данных (JODC), Национального центра геофизических данных (NGDC), Каспийской экологической программы (CEP) и Средиземноморской научной комиссии (CIESM). Полученные данные были проверены на критерий качества, обработаны, а также привязаны к единой горизонтальной сетке с разрешением 500×500 м с использованием таких программ, как ArcGIS, FME, MBSystem и GMT.

2.2. GLORYS12V1

В данной работе использовались данные температуры и солености реанализа GLORYS12V1

https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&task=results?option=com_csw&view

[=details&product_id=GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030](#)) за период 1993-2018 гг. GLORYS12V1 является глобальным реанализом на основе спутниковых наблюдений с горизонтальной дискретностью равной $1/12^\circ$ (приблизительно 8 км) и вертикальной дискретностью равной 50 уровням.

Данный массив основан на глобальной системе прогнозирования CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) в реальном времени. Компонентом модели является платформа NEMO, базирующаяся на анализе поверхности океана ECMWF ERA-Interim. Спутниковые наблюдения ассимилируются с помощью фильтра Калмана пониженного порядка. Массив включает в себя среднесуточные и среднемесячные данные по температуре, солености, направлению морских течений, уровню моря, скорости ветра, глубине перемешанного слоя и параметрах морского льда.

Сравнение профилей температуры с независимыми источниками показывает, что реанализ GLORYS12V1 имеет слабые локальные отклонения (менее $0,4^\circ\text{C}$) относительно World Ocean Atlas 2013 и данных in-situ (менее $0,1^\circ\text{C}$). Наибольшее отклонение наблюдается в поверхностном (50-100 м) слое в северной части Атлантического и Южного океана. Температура поверхности моря близка к наблюдениям in-situ (разница менее $0,1^\circ\text{C}$).

Соленость поверхности воды отличается от наблюдений на величину, менее чем $0,2$ psu, за исключением Арктического региона, где наблюдаются более крупные различия. Отклонение профилей солености от натуральных измерений практически отсутствует, однако большие различия обнаружены в тропических районах Атлантического и Тихого океанов. Изменение между натурными измерениями в слое 50-200 м составляет не более $0,1$ psu.

Реанализ GLORYS12V1 хорошо воспроизводит основные океанские течения. Средняя кинетическая энергия (МКЕ) на глубине 1000 м выше, чем значения, полученные ранее с помощью базы данных дрейфа ANDRO Argo (<http://www.coriolis.eu.org/Data-Products/Products/ANDRO>).

2.3. TEOS-10

Для изучения изменения потенциальной плотности морской воды использовалось термодинамическое уравнение плотности морской воды TEOS-10, основанное на функции Гиббса для термодинамических характеристик морской воды (IOC, SCOR, IAPSO, 2010).

2.4. MITgcm with JRA55

Данный массив представлен региональной версией модели циркуляции океана Массачусетского технологического института (MITgcm), являющейся составной частью глобальной модели циркуляции и климата океана (ECCO2). Модель MITgcm имеет единственное динамическое ядро, которое используется для изучения как океанических, так и атмосферных крупномасштабных и мелкомасштабных процессов, позволяющих изучать широкий спектр явлений: от конвекции в масштабе десятков метров до глобальной схемы циркуляции вод в океане. Кроме того, данная модель использует т.н. «изоморфизмы», позволяющие по-разному интерпретировать переменные в зависимости от того, изучается ли океан или атмосфера. Также, MITgcm использует метод конечных объемов, применяемый для обработки нерегулярной геометрии, приближенной к реальной топографии морского дна. Расчетная область представлена данными по Северной Атлантике и Северо-Ледовитому океану за период 1993 – 2018 гг. Данные были приведены к регулярной сетке.

Границы исследуемого района составляют 63-76° с.ш., 10° з.д.-20° в.д. Разрешение по широте и долготе составляет 0,025°, кроме того, по вертикали массив содержит 50 уровней с интервалами между горизонтами от 10 м у поверхности до 456 м в глубоководной зоне. За основу топографии морского дна взята цифровая батиметрическая карта Мирового океана (GEBCO) с пространственным разрешением 1 миля.

Атмосферный форсинг задавался с помощью 25-летнего реанализа (JRA25) Японского метеорологического агентства (JMA). Массив MITgcm содержит информацию об: уровне поверхности моря, u и v – зональной и меридиональной компонентах скоростей течений, потенциальной температуре и аномалии солёности относительно 35 psu, глубине перемешанного слоя, зональной и меридиональной компонентах скоростей ветра.

3. Основные механизмы формирования Лофотенского вихря

3.1. Влияние зимней конвекции

3.1.1. Анализ исследований по теме

Конвекцией называют специфическую циркуляцию воды в виде струй за счет неустойчивой плотностной стратификации, в результате чего в центральной части струй

вода движется в одну сторону, а по периферии в обратную, что способствует опусканию более плотных вод и поднятию менее плотных (Доронин, 2010). Такой тип конвекции принято называть свободной, тогда как в результате интенсивного атмосферного форсинга и волнения на поверхности моря турбулентное перемешивание может быть настолько сильным, что образуется квазиоднородный слой с однородным по вертикали распределением термохалинных характеристик. Такой тип конвекции принято называть вынужденной конвекцией, движущей силой в которой является механическая энергия, а противодействующей – архимедова сила. Для процесса глубокой зимней конвекции, которая относится к вынужденной конвекции, характерно наличие определенных факторов, делающих данный процесс довольно локализованным явлением Мирового океана. Так, глубокая конвекция в зимний период в северном полушарии распространена в Гренландском и Лабрадорском море, где она способна достигать глубин до 2 км, что обусловлено в основном интенсивным атмосферным форсингом в зимний период за счет переноса холодных водных масс с континента, и наличием слабой плотностной стратификации вод. Кроме того, в работе (Доронин, 2010) указывается, что приток теплых и соленых вод в промежуточном слое также способствует развитию глубокой конвекции в зимний период за счет формирования вертикальной инверсии солености морских вод, что характерно для зимнего периода морей субарктической Атлантики, где в промежуточном слое распространены теплые и соленые атлантические воды, о которых говорится в работе (Алексеев и др., 2016).

В районе Лофотенской котловины также наблюдается процесс зимней конвекции, доходящей до глубины 400-600 метров, которая протекает наиболее интенсивно внутри антициклонических мезомасштабных вихрей, и, особенно в антициклоническом Лофотенском вихре, что описано в работах (Nilsen and Falck, 2006) и (Köhl, 2007). Лофотенская котловина ограничена в топографическом плане платом Воринг и хребтом Ян-Майен, в результате чего, по данным эксперимента в работе (Spall, 2010), происходит движение более холодных вод в Лофотенскую котловину из Гренландского моря, что способствует развитию конвекции в зимний период. В своей работе, используя MITgcm и метод расчета верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), описанный в работе (Kara et al. 2000b), Köhl (2007) показал, что глубокая конвекция в зимний период 1997-2004 гг. в районе Лофотенского вихря была способна достигать глубин более 1000 м. Подобные аномальные оценки глубины конвекции в зимний период были даны в работе (Алексеев и др., 2016), где авторы опирались на данные натурных съемок, а также в работе (Федоров и

др., 2019), где расчет ВКС для периода 1993-2012 гг. производился по данным MITgcm и буев ARGO, при использовании метода Духовского (Dukhovskoy et al., 2016).

Глубина перемешанного слоя, для которого характерна однородность воды по плотности в вертикальном направлении, свидетельствует об интенсивности конвекции в зимний период (Nilsen and Falck, 2006). Данная плотностная однородность обусловлена двумя факторами: турбулентностью, которая зависит от скорости ветра и интенсивности обрушения волн, которые обеспечивают транспортировку вод в нижележащие слои, и потоком тепла через поверхность океана, в результате чего происходит нагрев или остывание поверхностного слоя океана и образуется контраст температуры и плотности между перемешанным слоем и нижележащими водами. Чем больше данный контраст плотности, тем больше работы потребуется для перемешивания данного слоя в вертикальном направлении (Monterey and Levitus, 1997). Кроме того, для конвекции характерна сильная изменчивость в зависимости от времени суток, что описано в статье (Brainerd and Gregg, 1995). Так, в ночное время происходит увеличение интенсивности конвекции доходящей до сезонного пикноклина, тогда как в дневное время наблюдается снижение интенсивности за счет прогрева водной поверхности. Стоит отметить, что сильные дожди за счет выпадения пресных осадков приводят к формированию вблизи поверхности галоклина, способствующего большей устойчивости плотностной стратификации (Lukas and Lindström, 1991). В статье (Nilsen and Falck, 2006) отмечается, что наиболее важным критерием, позволяющим определить влияние поверхностного форсинга на перемешанный слой, является устойчивость перемешанного слоя воды, для расчета которой в большинстве случаев используется частота Вейсяля-Брента, то есть частота, с которой будет осциллировать частица жидкости при ее нахождении в вертикально стратифицированной среде.

В настоящий момент существует несколько способов расчета глубины перемешанного слоя, однако принято выделять два основных метода, основанных на градиентах плотности:

Глубина перемешанного слоя по *градиентному методу* определяется, как значение, в котором градиент плотности воды превышает значение для заданной плотности:

$$\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta z} = \left(\frac{\partial\sigma_t}{\partial z}\right)_c,$$

где $\Delta\sigma_t$ это разница условной плотности ($\sigma_t = (\rho - 1000) \text{ кг м}^{-3}$) на вертикальном расстоянии Δz , а $\left(\frac{\partial\sigma_t}{\partial z}\right)_c$ – заданный заранее градиент условной плотности. Данный метод может использоваться только в профилях с высоким разрешением по вертикали.

Метод разности обычно определяется по глубине, где какое-либо свойство изменилось на определенную величину по сравнению с поверхностью моря, либо выделенным горизонтом h . Так, эмпирический критерий плотности морской воды равен разности между плотностью воды на поверхности моря (или выделенным горизонтом) и плотностью с той же соленостью, но при температуре, меньшей на определенную величину, по сравнению с поверхностью моря.

$$\Delta\sigma = \sigma(T_r, S_r) - \sigma(T_h, S_h),$$

где $T_h = (T_r - 0.1)$ — температура воды на горизонте h .

Самый верхний горизонт, на котором разность плотностей с выбранным горизонтом превышала $\Delta\sigma$, считается глубиной ВКС. Данный метод учитывает нелинейный эффект уравнения состояния морской воды, т.к. значение критерия зависит от солености и температуры воды во время измерения (Nilsen and Falck, 2006). Описание данного метода подробно изложено в работе Kara et al. (2000b), в которой авторы отмечают, что наиболее оптимальное значение критерия температуры воды для поиска глубины перемешанного слоя в большинстве районов Мирового океана равно $0.8 \text{ }^\circ\text{C}$, однако в работе отмечается, что необходимо тщательно подбирать критерии для определения глубины ВКС, принимая во внимание гидрологические условия в районе исследования, а также учитывая состояние среды, в которой находится перемешанный слой.

Несколько десятилетий назад возникли первые попытки подсчета глубины квазиоднородного слоя с использованием спутниковых данных. Первыми, кто предложил алгоритм для определения глубины перемешанного слоя по спутниковым данным были Xiao-Nai et al. (1990), использовавшие в своей работе метод термической инерции, который позволяет определить глубину ВКС по «температурному отклику» поверхности, подверженной изменяющемуся во времени потоку тепловой энергии. Термическая инерция связана с высокой теплоемкостью морской воды, для которой характерен небольшой диапазон температурных измерений. Для Мирового океана формула термического отклика представлена следующим образом:

$$\delta T = \frac{2Q}{\sqrt{\omega}} \cdot T I,$$

где Q – поверхностный тепловой поток, ω – частота измерений, TI – тепловая инерция (степень медлительности, с которой температура тела приближается к температуре окружающей среды. Степень медлительности зависит от поглощающей способности тела, его удельной теплоемкости, теплопроводности, размеров и других факторов).

Данный алгоритм был основан на применении данных по температуре поверхностного слоя и отражательной способности (т.н. альбедо) и имел низкую точность для северных районов. В обновленном методе используются данные по скорости ветра (U), период (Ts) и высота волны (Hs), в результате чего формула расчета представлена следующим образом:

$$MLD = 12,5 \cdot Hs + 0,2 (U \cdot Ts).$$

Результаты, полученные с использованием этой формулы сравнивали с измерениями, полученными с использованием буев Argo в Индийском океане. В результате были получены высокие значения коэффициента корреляции, достигающие 0,72 для объединенной выборки за летний период, что свидетельствует о довольно высоком соответствии полученных результатов натуральных и спутниковых измерений.

Одним из наиболее точных эмпирических методов определения глубины ВКС можно считать метод Духовского, описанный в работе (Dukhovskoy, 2016). В данном методе нет заранее заданного критерия разности плотностей, а за глубину ВКС принимается глубина, на которой локальный градиент плотности $\left| \frac{d\sigma}{dz} \right|$, где z является глубиной, больше n среднеквадратических отклонений градиента потенциальной плотности в слое глубин ± 100 м от глубины h : $[(h-100), (h+100)]$. Результаты работы (Федоров и др., 2019) показывают, что для метода Духовского наилучшими были результаты, полученные при двух ($n = 2$) среднеквадратических отклонениях.

По данным работ (Voet et al., 2010; Федоров и др., 2019), процесс заглубления перемешанного слоя начинается в конце ноября – начале декабря, и уже к концу декабря превышает 100 м, увеличиваясь линейно в дальнейшем до апреля, тогда как в летний период глубина перемешанного слоя составляет 20 м (Nilsen and Falck, 2006; Richards and Straneo, 2015). Подобное заглубление перемешанного слоя в течении года отмечается также в работе (Yu et al., 2017), где установлено, что глубина ВКС начинает увеличиваться в середине октября, достигая максимальных значений в период между серединой апреля и марта. Глубина перемешанного слоя в районе Лофотенской котловины увеличивается при движении в западном направлении. Так, хотя воды Норвежского склонового течения имеют довольно высокую температуру, однако за счет

вод меньшей солености (достигающих значений 35 psu), вблизи континентального склона Норвегии глубина перемешанного слоя в зимний период не превышает 300 м (Nilsen and Falck, 2006). В работе (Poulain et al., 1996) отмечается, что из-за продолжительного нахождения вод, в районе плато Воринг фиксируется наличие перемешанного слоя на глубинах более 320 м. В работе (Raj et al., 2015) указывается, что за период с 1949 по 2008 гг. глубина зимней конвекции в центральном районе Лофотенской котловины, где находится Лофотенский вихрь, достигала значений 580 м, что схоже со значениями в статье (Yu et al., 2017) равными 593 ± 51 м, что, однако, превышает более ранние значения, полученные в работе (Nilsen and Falck, 2006) и равные 520 м.

В работе Mork and Blindheim (2000) анализируются данные, полученные в Норвежском море в секторе Svinøy, включающем в себя 17 гидрологических станций вблизи побережья Норвегии за период с 1955 по 1996 гг. Авторы отмечают, что температура и соленость вод в районе Норвежского моря имеет отрицательную корреляцию с индексом Северо-Атлантического колебания (САК), численно равного разности атмосферного давления приземного слоя воздуха между Исландским минимумом и Азорским максимумом. Подобная взаимосвязь объясняется тем, что во время положительного индекса САК происходит приток большого объема атлантических вод в восточную часть Норвежского течения, представленного Норвежским склоновым течением. Так, более теплые и соленые атлантические воды распространяются западнее обычного через 2-3 года после периода с низким индексом САК, в то время как высокий индекс САК уменьшает распространение атлантических вод в зональном направлении (Nilsen and Nilsen, 2007). Кроме того, существует временная задержка порядка 5-6 месяцев, которая указывает на то, что индекс САК в летний период должен коррелировать с зимними колебаниями. Модельные расчеты, представленные в работе Nilsen et al. (2003) также подтверждают долгосрочную отрицательную корреляцию между притоком атлантических вод в районе Фарерских островов и индексом САК, так, при положительном индексе САК наиболее соленые воды фиксируются в восточной части Норвежского моря, тем самым усиливая горизонтальный градиент в промежуточном слое. Стоит отметить, что интенсивность зимней конвекции, а, следовательно, и глубина перемешанного слоя, изменяется как на синоптических, так и на межгодовых масштабах, что указывается в статьях (Nilsen and Falck, 2006) и (Yu et al., 2017). Так, установлено, что наибольшие значения скорости ветра на поверхности океана фиксируются в период с конца января по начало марта каждого года. При осреднении с шириной окна порядка 2

недель значения скорости ветра достигали 10 м/с, в то время как мгновенные значения скорости ветра в районе Лофотенской котловины достигают значений 20 м/с (Yu et al., 2017).

Говоря о межгодовой изменчивости интенсивности глубокой конвекции в районе Норвежского моря, следует отметить, что для периода 1993-1995 гг. характерно ослабление конвекции, приводящее к меньшим средним глубинам перемешанного слоя (до 200 м), в то время как в 1971, 1992 и в 1997 гг. фиксировалось увеличение интенсивности зимней конвекции и проникновение перемешанного слоя до глубины порядка 400 м (Nilsen and Falck, 2006). Подобная межгодовая изменчивость объясняется не только форсингом поверхности моря за счет теплообмена и ветрового волнения, но и изменчивостью термохалинных характеристик вод Норвежского течения. Так, в период 1969-1973 гг., когда наблюдалось заглубливание изохалины, равной 35 psu, до глубин порядка 500 м, происходило увеличение глубины перемешанного слоя в результате зимней конвекции (Nilsen and Falck, 2006). В результате конвекции в зимний период происходит обновление глубинных вод кислородом, концентрация которого в перемешанном слое близка к насыщению (Nilsen and Falck, 2006). В период с 2012 по 2015 гг. наблюдалось увеличение температуры внутри ядра Лофотенского вихря с 4,97 °С до 5,23 °С, а также снижение солёности атлантических вод с 35,346 psu до 35,296 psu. Подобное изменение термохалинных характеристик является одной из причин слабого развития глубокой конвекции в 2015 г., по сравнению с зимним периодом 2014 г., кроме того, данное изменение способствовало формированию в зимний период 2015 г. более теплой (+0,4 °С) и менее солёной (-0,03 psu) верхней части ядра Лофотенского вихря (Yu et al., 2017).

В результате конвекции ядро Лофотенского вихря подпитывается свежими поверхностными водами, являющимися более теплыми, чем нижележащие слои, однако более плотными за счет инверсионного распределения солёности по вертикали (Алексеев и др., 2016). В процессе весенне-летнего прогрева поверхностного слоя воды в период с мая по июнь образуется сезонный пикноклин, и Лофотенский вихрь утрачивает контакт с поверхностным слоем воды, приобретая характерную линзообразную форму (Иванов и Кораблев, 1995а). В дальнейшем, его эволюция контролируется внутренней динамикой, основой которой является движение разнонаправленных потоков на границе линзы. Из-за отсутствия новых вод с поверхности в летне-осенний период горизонтальные градиенты плотности на границах линзы уменьшаются, что приводит к сокращению азимутальной

скорости частиц, постепенному сжатию в вертикальном направлении и растягиванию по горизонтали за счет вязкой релаксации, вызванной экмановской поперечной циркуляцией в наклонных пограничных слоях (Шапиро, 1985; Иванов и Кораблев, 1995а). В период с августа по сентябрь наблюдается ослабление поступления солнечной радиации на поверхность моря и увеличение интенсивности ветрового воздействия, что способствует развитию процесса конвекции и разрушению сезонного пикноклина, интенсивность разрушения которого зависит от теплообмена с атмосферой и ветрового воздействия (Nilsen and Falck, 2006). Данное воздействие способствует установлению в целом близкой к нейтральной плотностной стратификации, когда частота Вьясяля-Брента по данным статьи (Блошкина и Иванов, 2016) составляет ничтожно малую величину $1,7 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, в результате чего возобновляется контакт ядра Лофотенского вихря с поверхностью океана, приводящий к предпосылкам для его будущей регенерации за счет зимней конвекции в осенне-зимний сезон.

Таким образом, в результате глубокой зимней конвекции теплое ядро Лофотенского вихря ежегодно обновляется свежими поверхностными водами, проникающими в годы интенсивной конвекции до глубин более 1 км (Федоров и др., 2019). Максимально развиваясь к концу зимы, конвекция способствует увеличению горизонтальных градиентов термохалинных характеристик в центральной части Лофотенского вихря и возрастанию скорости орбитального движения (Блошкина и Иванов, 2016).

3.1.2. Расчёт глубокой конвекции в Лофотенской котловине

В нашей работе глубокая конвекция была рассчитана по данным реанализа GLORYS12V1 за период с 1993 по 2018 гг. с помощью метода разности (метод Kara) и с помощью градиентного метода (метод Montegut'a) (Montegut et al., 2004).

В первом случае, за температурный критерий, как и в работе (Федоров и др., 2019) бралось меньшее значение на $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$, по сравнению с температурой на горизонте 10 м, горизонты интерполировались в сетку с шагом в 10 м по вертикали, а также осреднялись скользящим средним с шагом 20 м.

Во втором случае, разность условной плотности между плотностью на горизонте 10 м и между горизонтом, на котором определялась глубина ВКС, составляла 0.03 кг/м^3 ;

горизонты по вертикали также интерполировались в сетку с шагом в 10 м по вертикали и осреднялись скользящим средним с шагом 20 м.

Полученные результаты, осредненные за период с 1993 по 2018 гг., свидетельствуют о том, что в декабре глубина верхнего квазиоднородного слоя для обоих методов не превышает на большей территории Лофотенской котловины 200-300 м (Рисунок 2а и 2б). Максимальные значения зафиксированы в районе месторасположения Лофотенского вихря. Кроме того, стоит отметить, что метод Кара (Рисунок 2а) дает большие оценки глубины ВКС в большинстве случаев, по сравнению с градиентным методом (Рисунок 2б).

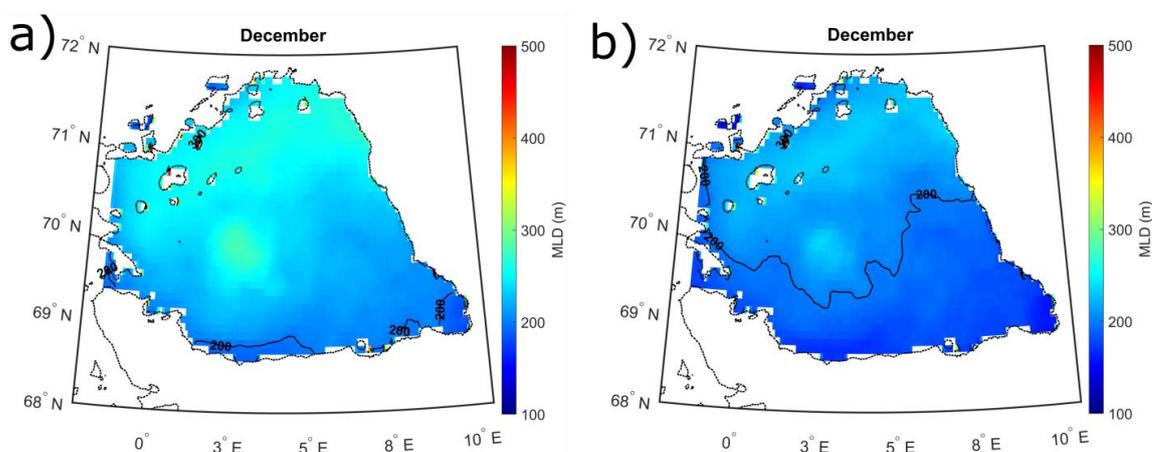


Рис. 2. Глубина верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) в Лофотенской котловине в декабре, осредненная за период 1993-2018 гг., рассчитанная с помощью методов Кара (а) и Montegut'a (б).

В дальнейшем, глубина верхнего квазиоднородного слоя продолжает увеличиваться, и в январе достигает значений более 300-400 м в центральной части Лофотенской котловины (Рисунок 3а и 3б). Как и в декабре, максимальные значения наблюдаются в районе Лофотенского вихря, а также в северной части котловины в обоих случаях.

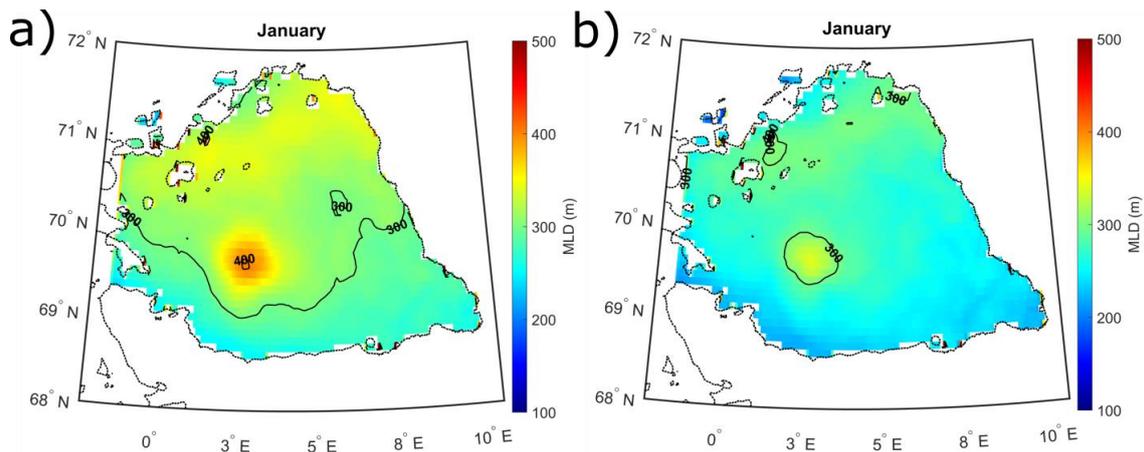


Рис. 3. Глубина верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) в Лофотенской котловине в январе, осредненная за период 1993-2018 гг., рассчитанная с помощью методов Kara (a) и Montegut'a (b).

В феврале глубина верхнего квазиоднородного слоя увеличивается, по сравнению с декабрем и январем, и достигает значений до 300-450 м в центральной части Лофотенской котловины. Кроме того, в северной части котловины во всех случаях наблюдаются изобаты с глубиной ВКС более 400 м (Рисунок 4а и 4б).

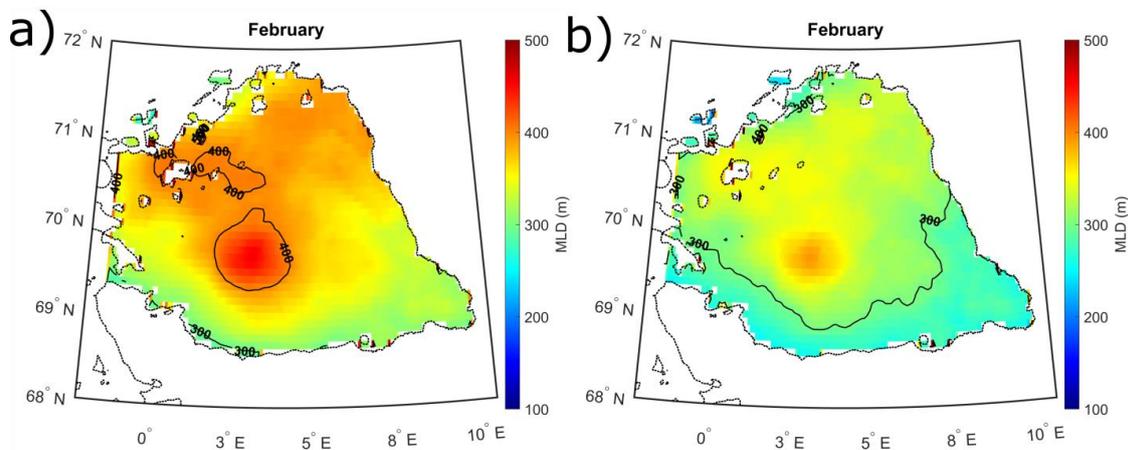


Рис. 4. Глубина верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) в Лофотенской котловине в феврале, осредненная за период 1993-2018 гг., рассчитанная с помощью методов Kara (a) и Montegut'a (b).

К марту интенсивность глубокой конвекции в Лофотенской котловине достигает максимума, что способствует увеличению глубины верхнего квазиоднородного слоя до

глубин более 400-500 м в центральной части Котловины, в которой находится Лофотенский вихрь (Рисунок 5а и 5б).

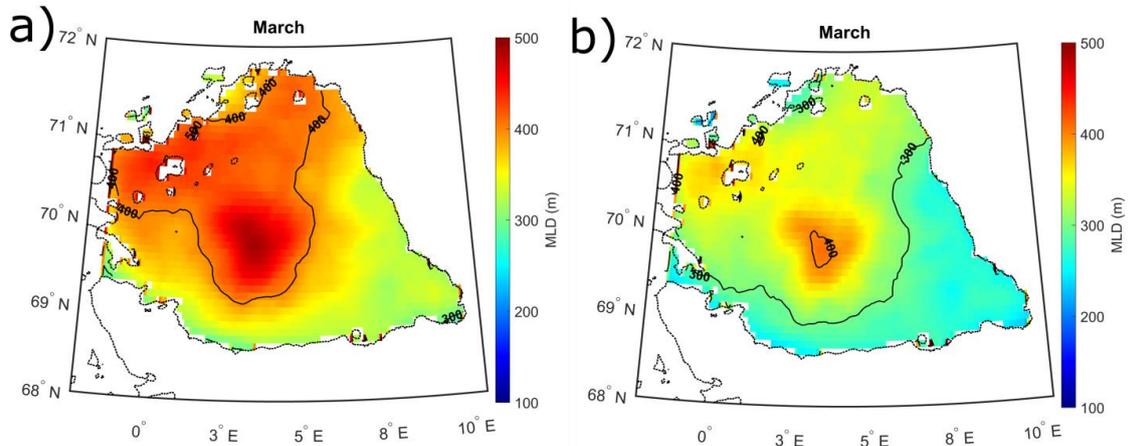


Рис. 5. Глубина верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) в Лофотенской котловине в марте, осредненная за период 1993-2018 гг., рассчитанная с помощью методов Kara (а) и Montegut'a (б).

В дальнейшем, глубина ВКС в апреле уменьшается, по сравнению с мартом, что свидетельствует о снижении интенсивности процесса глубокой конвекции, начиная с конца марта – в центральной части Лофотенской котловины глубины достигают значений более 300 м в первом случае (Рисунок 6а) и более 200 м во втором случае (Рисунок 6б).

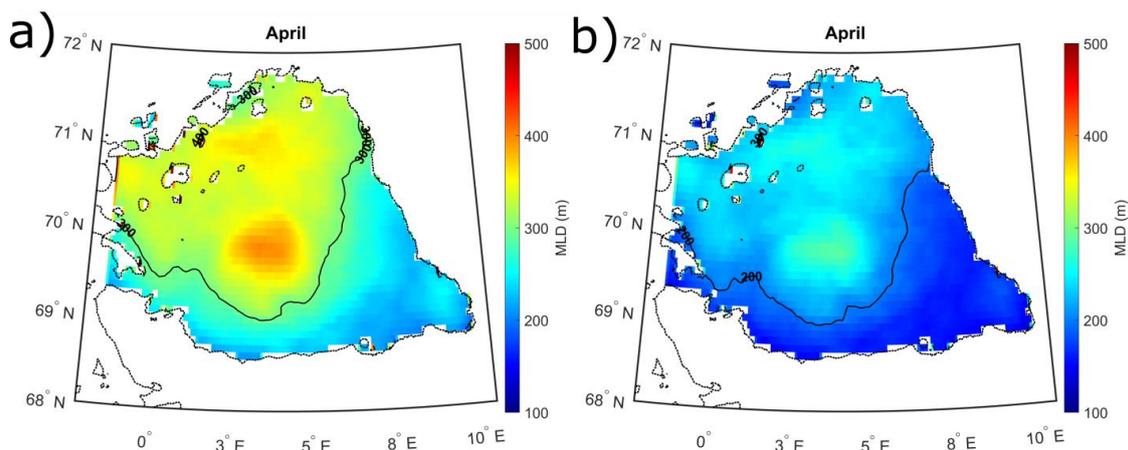


Рис. 6. Глубина верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) в Лофотенской котловине в апреле, осредненная за период 1993-2018 гг., рассчитанная с помощью методов Kara (a) и Montegut'a (b).

На рисунке 7 представлен временной ход глубины верхнего квазиоднородного слоя (м), осредненный за период с 1993 по 2018 гг. за декабрь. В обоих случаях наблюдается отрицательный тренд - -0.85 м/год в первом случае и -0.64 м/год во втором случае, что свидетельствует об ослаблении интенсивности конвекции в декабре в районе Лофотенской котловины. Также стоит отметить и наличие межгодовой изменчивости – при среднем значении глубины ВКС порядка 200-250 м, наблюдаются периоды с ослабленной конвекцией, при которой средняя глубина ВКС достигает значений порядка 120 м – это 1999, 2000, 2006, 2011 и 2014 гг. Периоды с интенсивной глубокой конвекцией, при которых зимой глубина ВКС достигала значений 300 м и более – это 1995, 1996, 2002, 2004, 2005 и 2010 гг.

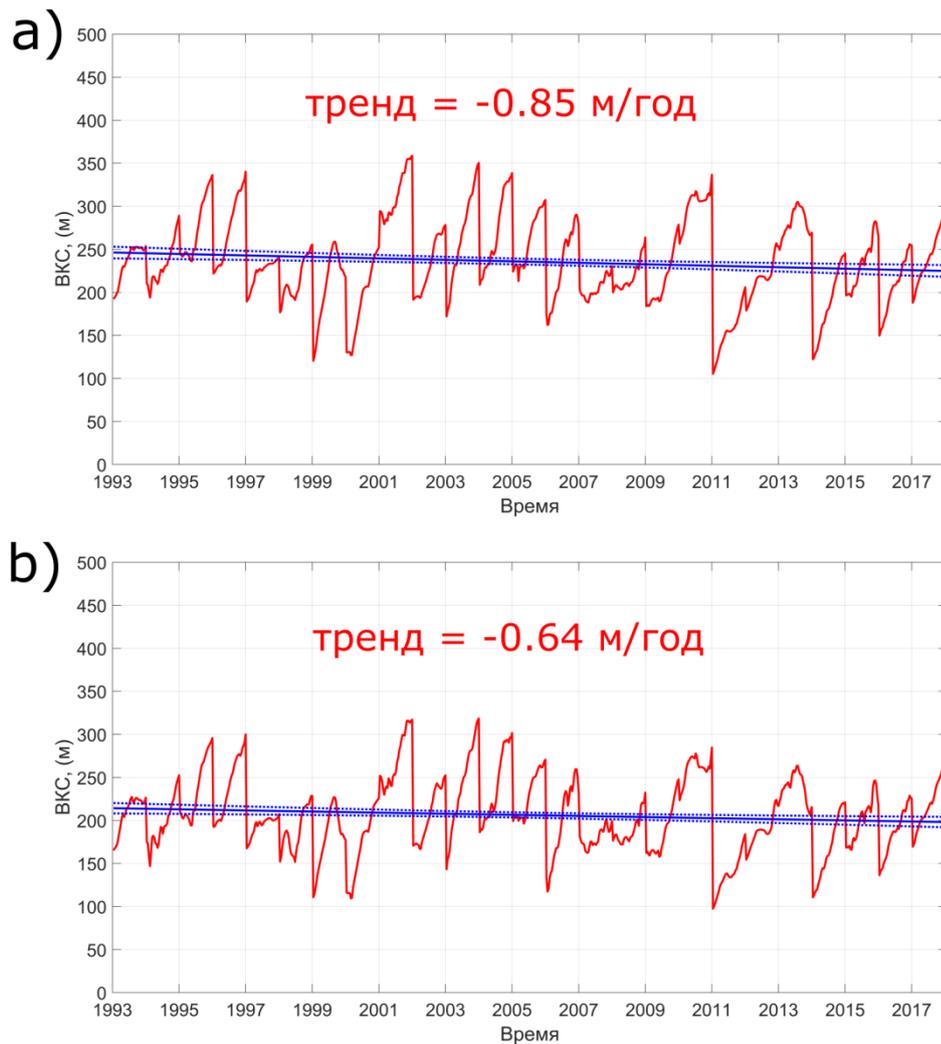


Рис. 7. Временной ход глубины верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) (красная линия) в декабре, а также линейный тренд (синяя сплошная линия) с 95% доверительными интервалами (синяя пунктирная линия), рассчитанный по методу Kara (a) и Montegut'a (b).

На рисунке 8 показано, что для обоих методов установлен отрицательный тренд – -0.62 м/год в первом случае и -0.65 м/год во втором случае, что свидетельствует об ослаблении интенсивности конвекции в январе за период с 1993 по 2018 гг. в районе Лофотенской котловины. Средние значения глубины верхнего квазиоднородного слоя достигают 250-320 м, что больше, чем в декабре. Помимо этого, периоды с наименьшей интенсивностью конвекции – это 1998, 2000 и 2012 гг., тогда как наибольшая глубина конвекции была установлена в 1997, 2002-2005 и 2011 гг.

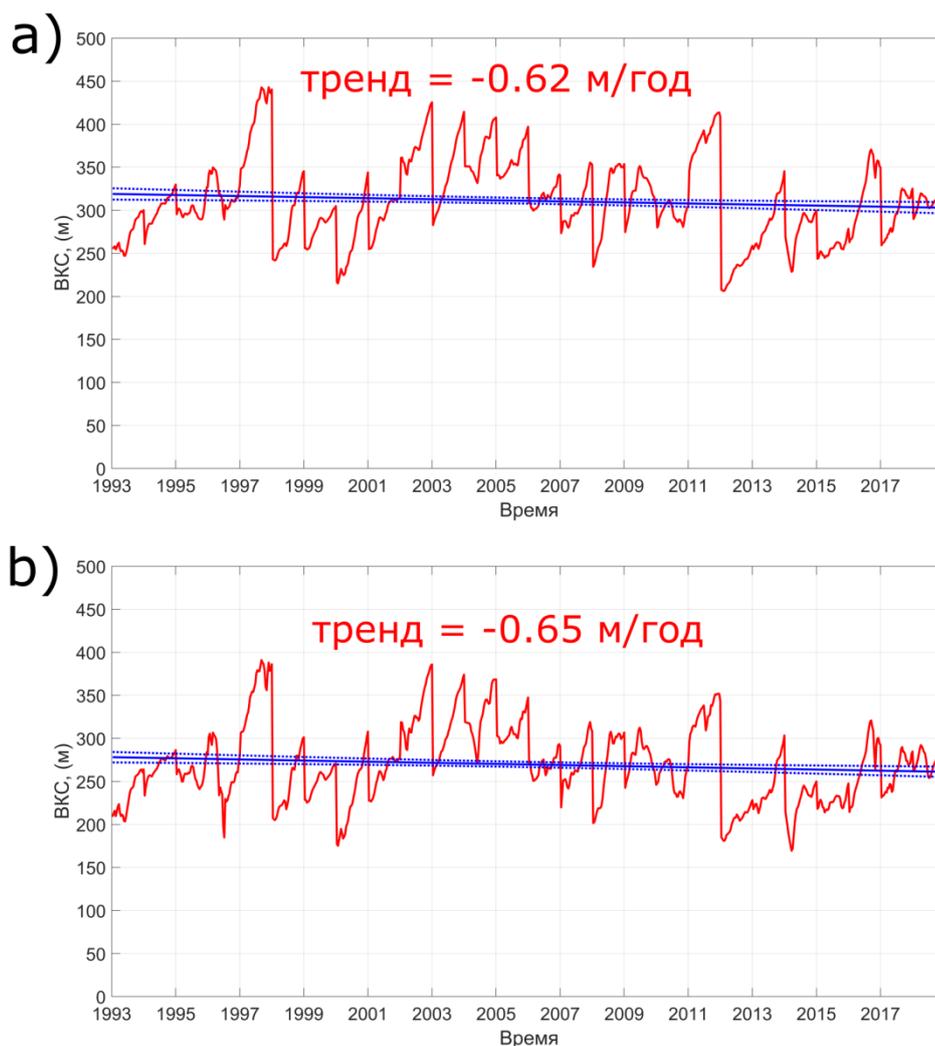


Рис. 8. Временной ход глубины верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) (красная линия) в январе, а также линейный тренд (синяя сплошная линия) с 95% доверительными интервалами (синяя пунктирная линия), рассчитанный по методу Кара (а) и Montegut'a (b).

На рисунке 9 показан отрицательный линейный тренд для обоих методов измерения ВКС, в первом случае значение тренда составляет -1.46 м/год, тогда как во втором – -1.23 м/год, что демонстрирует интенсивное ослабление процесса глубокой зимней конвекции за период с 1993 по 2018 гг. в феврале в районе Лофотенской котловины. Средние значения глубины верхнего квазиоднородного слоя достигают 300-400 м, однако в обоих случаях прослеживается межгодовая изменчивость – как и в случае с январем, в периоды 1997 и 2002-2005 гг. установлено увеличение глубины ВКС до

значений свыше 400 м, тогда как в 2006 и в 2012 гг. наблюдается заметное ослабление интенсивности глубокой зимней конвекции.

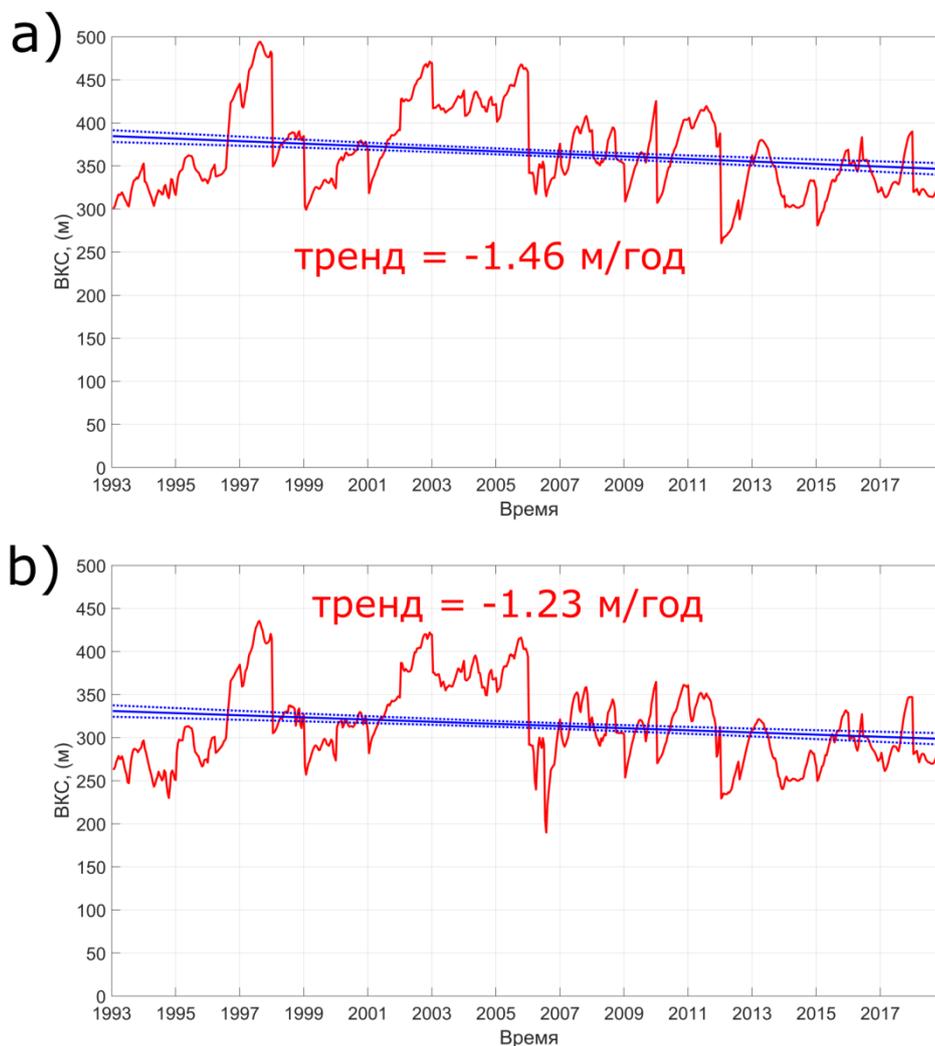


Рис. 9. Временной ход глубины верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) (красная линия) в феврале, а также линейный тренд (синяя сплошная линия) с 95% доверительными интервалами (синяя пунктирная линия), рассчитанный по методу Кара (а) и Montegut'a (b).

На рисунке 10 наблюдаются положительные значения линейного тренда для обоих методов измерения ВКС, в первом случае значение тренда составляет 0.67 м/год, тогда как во втором случае оно заметно выше – 1.15 м/год, что свидетельствует об увеличении интенсивности процесса глубокой зимней конвекции за период с 1993 по 2018 гг. в марте в районе Лофотенской котловины. Средняя глубина верхнего квазиоднородного слоя

достигает значений свыше 300 м, однако в обоих случаях прослеживается межгодовая изменчивость – ослабление конвекции было зафиксировано в период 1993-1995, 1999-2000, а также в 2009-2010 гг., тогда как увеличение интенсивности было установлено в периоды 1996-1998 и с 2002 по 2006 гг., что схоже с периодами повышенной интенсивности, полученными ранее для других месяцев.

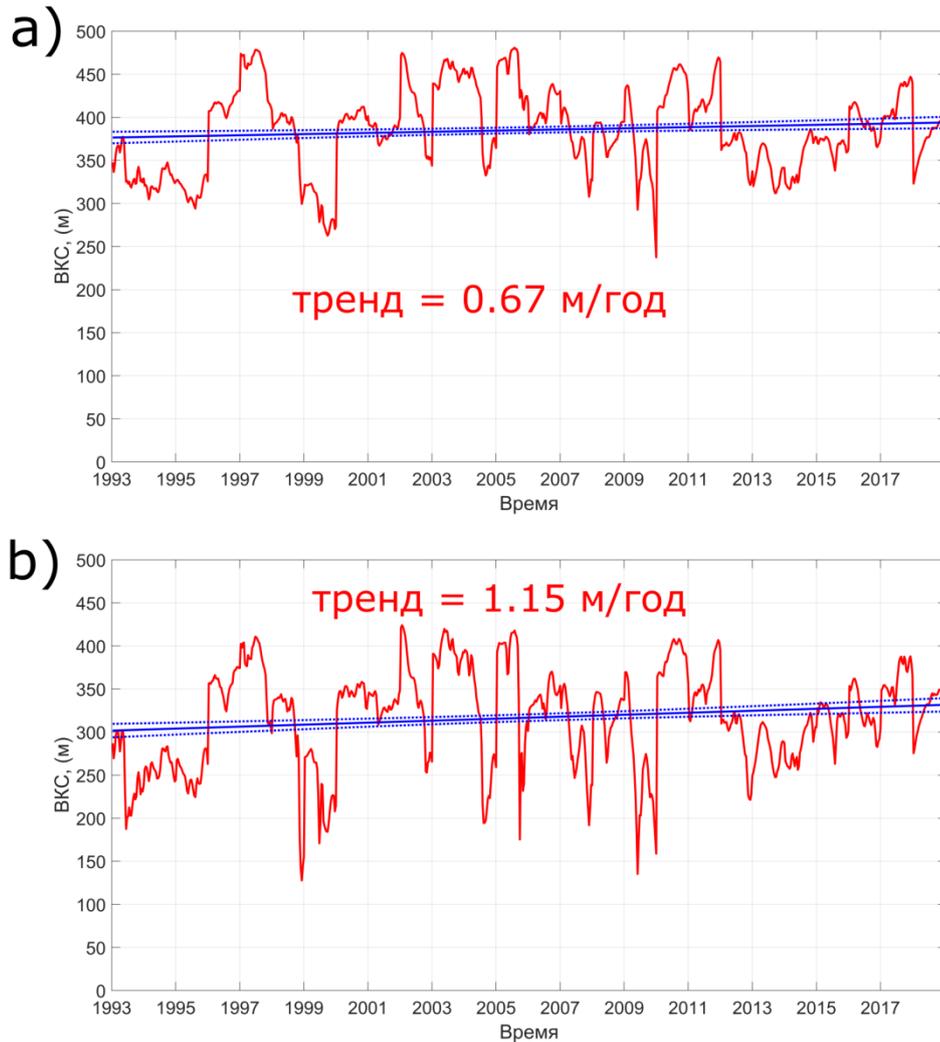


Рис. 10. Временной ход глубины верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) (красная линия) в марте, а также линейный тренд (синяя сплошная линия) с 95% доверительными интервалами (синяя пунктирная линия), рассчитанный по методу Кара (a) и Montegut'a (b).

На рисунке 11, как и в случае с результатами для марта, наблюдаются положительные значения линейного тренда для обоих методов измерения ВКС, в первом случае значение тренда составляет 0.51 м/год, тогда как во втором случае оно заметно выше – 0.72 м/год, что свидетельствует об увеличении интенсивности процесса глубокой зимней конвекции за период с 1993 по 2018 гг. в марте в районе Лофотенской котловины. Кроме того, для данного периода наблюдается наибольшая за все месяцы изменчивость, что связано с наибольшими колебаниями интенсивности атмосферного форсинга и заметным изменением температуры воды и атмосферы в данный период.

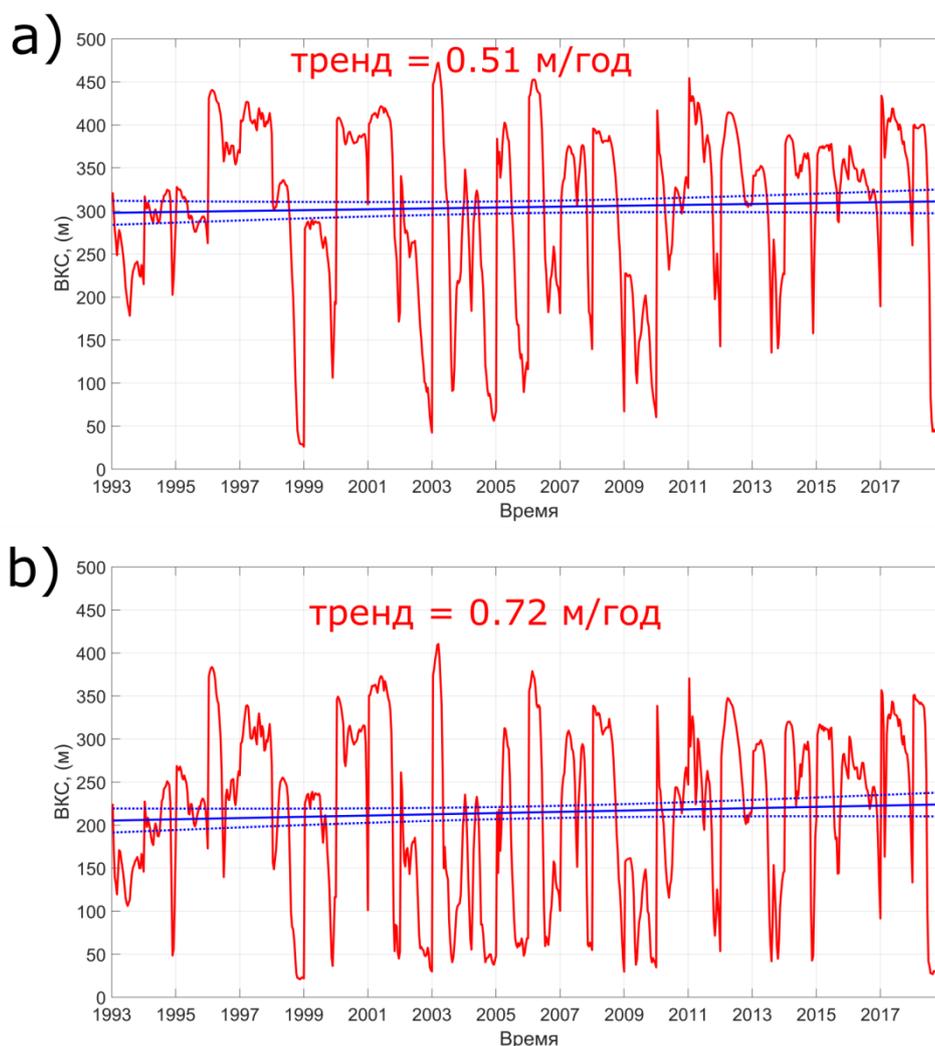


Рис. 11. Временной ход глубины верхнего квазиоднородного слоя (MLD) (м) (красная линия) в апреле, а также линейный тренд (синяя сплошная линия) с 95% доверительными интервалами (синяя пунктирная линия), рассчитанный по методу Кара (a) и Montegut'a (b).

3.2. Влияние топографии

3.2.1. Анализ исследований по теме

По мнению авторов работы (Иванов и Кораблев, 1995б), пространственное месторасположение антициклонического Лофотенского вихря в котловине обусловлено топографическим строением Лофотенской котловины. Так, в северном полушарии понижения рельефа способствуют формированию циклонической завихренности в первоначально прямолинейном потоке (Иванов и Кораблев, 1995б). За счет этого в районе Лофотенской котловины должна наблюдаться крупномасштабная циклоническая завихренность, которая определяла бы внешнее (не связанное с распределением термохалинных характеристик) циркуляционное поле в пределах котловины. Горизонтальный масштаб внешнего, по отношению к линзе циклонического поля, движения во много раз превышает масштаб внутреннего движения антициклонического циркуляционного поля, которое индуцируется самим Лофотенским вихрем. Топографические особенности и наличие понижения в Лофотенской котловине способствует тому, что антициклонический Лофотенский вихрь устойчив и не покидает Лофотенскую котловину, лишь перемещаясь по квазициклонической траектории в ее пределах (Venilov, 2005).

В работе (Carnevale et al., 1991) отмечается, что за счет β -эффекта циклонический вихрь в северном полушарии имеет тенденцию к распространению в северо-западную сторону, тогда как для антициклонов характерно распространение на юго-запад относительно изобат. Если пространственный масштаб вихря намного меньше, чем масштаб понижения или возвышения морского дна, то циклонический вихрь в понижении дна будет подниматься вверх по склону по антициклонической спирали, тогда как для антициклонических вихрей характерно движение в сторону понижений топографии, которые являются своего рода «ловушками» для них, по спиральной циклонической траектории.

В работе (LaCasce, 1997) рассмотрены нелинейные квазигеострофические вихри в двухслойной жидкости над топографическим склоном. Отмечается, во-первых, что топография дна способствует распространению течений в глубинном слое океана, а также образованию вихрей, захваченных топографией и проявляющихся на поверхности. Во-вторых, топография позволяет стабилизировать мезомасштабный вихрь, позволяя

существовать вихрям, пространственный масштаб которых превышает бароклиный радиус деформации Россби (в Лофотенской котловине он равен 7-9 км).

Использование поплавков нейтральной плавучести в работе (Søiland et al., 2008) показало, что обмен промежуточными водами между Норвежской и Лофотенской котловинами во многом обусловлен их топографическим строением. В работе (Gascard and Mork, 2008) анализируются траектории дрейфа 11 буев Argo, 9 из которых выпущено в 2002 г. и 2 – в 2006 г. Из них 8 находилось в Норвежской котловине, а 3 в Лофотенской, дрейфуя на глубине около 1500 м. В последующие годы (в 2006-2007 гг.) в Норвежском море было выпущено еще более 20 буев Argo для дрейфа на глубине 1000 м. Кроме буев Argo, в работе (Gascard and Mork, 2008) описывается дрейф 42 буев RAFOS, выпущенных в 2003-2004 гг. в районе Лофотенской котловины и находившихся на постоянной глубине около 300 м со временем дрейфа 6 месяцев. Восемь поплавков RAFOS находилось на глубине 1000 м. Траектории дрейфа 4 буев Argo однозначно свидетельствуют о существовании глубинной крупномасштабной циклонической циркуляции в районе Лофотенской котловины, сильно подверженной влиянию донной топографии. Кроме того, в северо-западной части котловины вблизи порога Мона направление дрейфа буев было диаметрально противоположно направлению поверхностного течения.

В работе (Volkov et al., 2013) говорится об обнаружении топографических волн Россби в Лофотенской котловине. Авторы используют карты SSH ресурса AVISO за период с 1995 по 2011 гг., кроме того, также использовались траектории 100 поверхностных дрейфтеров, располагавшихся в районе Лофотенской котловины в период с сентября 1996 г. по август 2010 г. Помимо этого, авторами применялся пространственно-временной корреляционный анализ полей SSH, а также комплексный сингулярный анализ разложения.

Полученные результаты свидетельствуют о характерной для Лофотенской котловины циркуляции средней глубины, на которую большее влияние оказывают глубинные течения, нежели поверхностные. Кроме того, в районе котловины наблюдаются дипольные и квадрупольные волнообразные структуры, распространяющиеся вокруг центра котловины. Распространяющиеся в циклоническом направлении волнообразные возмущения связаны с планетарными волнами или волнами Россби, которые образуются из-за вариаций $\frac{f}{H}$. Когда изменение по глубине (H) доминирует над изменением параметра Кориолиса (f), планетарные волны называются топографическими волнами Россби. Изменчивость топографии может привести к

концентрации энергии волны в определенных областях или к волновой ловушке (Volkov et al., 2013).

Т.н. «эквивалентный бэ́та-эффе́кт», рассчитанный по формуле:

$$\beta_e = H \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{f}{H} \right),$$

где r – радиус-вектор, является положительным в районе Лофотенской котловины, т.к. $\frac{f}{H}$ увеличивается при приближении к границам котловины, что связано с уменьшением глубины (H). Подобное изменение β_e приводит к вращению волны против часовой стрелки.

Вдали от плато Воринг и Норвежского континентального шельфа, β_e лежит в пределах от 0 до 1×10^{-10} , таким образом, циклонически направленные волны имеют в основном длину волны порядка 500 км (волновое число = $0,002 \text{ км}^{-1}$), а их частота и фазовая скорость варьируется от 2 до 10 км/день. При среднем для 3000 м значении $\beta_e = 0.2 \times 10^{-10}$ установлено, что самые сильные пики наблюдаемой спектральной энергии очень близки к теоретическим дисперсионным кривым. Дисперсионный анализ, следовательно, поддерживает гипотезу авторов о том, что наблюдаемое циклоническое распространение дипольных и квадрупольных SSH волновых мод в Лофотенской котловине является проявлением баротропных топографических волн Россби (Volkov et al., 2013).

В своей статье (Zuganov, 2006) первым показал зависимость между генерацией вихрей из-за топографии на β -плоскости и частотой Вейсяля-Брента. В данной статье автор утверждает, что вихри формируются позади подводных гор за счет образования стационарных волн, фазовая скорость которых равна нулю. Кроме того, при $N(z)=0$ ($\rho(z)=\text{const}$) (баротропный случай) происходит формирование топографического вихря в форме цилиндрического столба (столб Тейлора), а баротропные волны Россби генерируются в восточно-направленных течениях, образуя волну ниже по течению от подводной горы. Тогда как при $N(z)=N_0=\text{const} \neq 0$ (бароклинный случай) вместо столба Тейлора происходит образование конического вихря с направленной вверх вершиной. Данная вершина способна двигаться в вертикальном направлении за счет плотностной стратификации воды, кроме того, порой данная вершина не достигает морской поверхности, ограничиваясь промежуточным слоем (т.н. вихрь Тэйлора-Хога), что описывается в работе (Zuganov, 2006).

В работе (Venilov, 2017) изучается модель, демонстрирующая примеры стабильных мезомасштабных вихрей в непрерывно стратифицированной вращающейся жидкости. Данная модель основана на двухслойной жидкости с малым значением числа Россби. Указано, что все мезомасштабные вихри с числом Бюргера ($Bu = N^2 H^2 / f^2 L^2$) $\ll 1$ бароклинно-нестабильны при соблюдении двух условий: при наличии значительного вертикального сдвига, а также, если их толщина равна по порядку с глубиной океана. В данной работе результаты основаны на линейных эффектах, а также применимы к вихрям, для которых характерны слабые агеострофические эффекты, которыми можно пренебречь. Если же их принять во внимание, то, они могут быть потенциальной причиной слабой неустойчивости вихрей. Нелинейные эффекты могут обеспечивать альтернативный вариант стабилизации мезомасштабных вихрей: неустойчивые возмущения могут ограничиваться определенной амплитудой. Также неустойчивые вихри способны формировать стабильные эллипсоидальные вихри или устойчивые триполи.

В работе (Rossby et al., 2009a) исследуется большой массив океанографических данных Норвежскому и Гренландскому морям для расчета средних за 50-летний период полей в координатах $x-y-\delta$ (δ – аномалия условного удельного объема), а не в традиционных пространственных координатах $x-y-z$. Главное преимущество использования $x-y-\delta$ координат заключается в возможности проследить изменения свойства на изопикнических (одинаковой плотности) поверхностях, с одной стороны, и видеть, как эти поверхности двигаются или качаются по вертикали, с другой стороны. В равномерно стратифицированной жидкости градиента в свойствах воды на изопикнической поверхности не возникнет, в то время как на стандартных горизонтах возникнут большие изменения при пересечении ими фронтов или в случае вертикальных движений стратифицированной водной толщи. Отсутствие градиентов на изопикнических поверхностях значительно облегчает изучение особенностей, обусловленных изопикнической адвекцией и перемешиванием, а также диапикнических процессов.

Установлено, что средняя за 50 лет глубина залегания изопикнических поверхностей четко показывает определенное заглубление двух более глубоких δ -поверхностей в центре Лофотенской котловины. В зависимости от того как определять границы, его ширина в направлении с юга на север составляет около 400 км. Будучи расположенным над самой глубокой частью котловины, оно является довольно круглым на западной стороне, но не достигает западных границ котловины, т.е. хребтов, простирающихся в северо-западном направлении от плато Воринг. Восточная сторона

области заглубленного пикноклина (или теплого бассейна), наоборот, простирается, постепенно сужаясь, до резкого свала глубин у Лофотенских о-вов. Также важно заметить, что изолинии, показывающие самое глубокое залегание δ -поверхностей, ограничены центром Лофотенской котловины, и это дает основание полагать, что существует некая «накачка» антициклонической структуры поля.

Статья (Rossby et al., 2009a), как и работа Köhl (2007), поддерживают идею, что глубокое залегание пикноклина сохраняется за счет слияния антициклонических вихрей, образующихся у крутого свала глубин около Лофотенских о-вов. Во-первых, центр теплого бассейна совпадает с наблюдаемым альтиметрическим максимумом уровня, которого можно ожидать при значительном заглублении менее плотной жидкости. Во-вторых, поля средней глубины залегания изопикнических поверхностей s_{21} и s_{07} показывают физическую связь между глубоким бассейном, наполненным теплой и соленой водой, и районом резкого свала глубин у Лофотенских островов. Однако это среднее поле маскирует то, что может являться сильно зависящим от времени процессом: отделение антициклонических вихрей и их дрейф в западном направлении.

Стоит отметить, что залегание изотермы 3°C на глубине более 700 м в этом вихре совпадает с температурой и глубиной δ -поверхности s_{21} , что подтверждает идею (Köhl, 2007) о том, что такие вихри могут быть причиной глубокого залегания пикноклина. Недолговечная природа этих вихрей также объясняет, почему глубина залегания пикноклина уменьшается в направлении крутого свала глубин у Лофотенских о-вов: они не всегда присутствуют.

Особенности (распределения) «аномальных» вод в Лофотенской котловине и севернее по направлению пролива Фрама на более глубоких δ -поверхностях совпадают с пространственными особенностями потерь тепла в Норвежском и Гренландском морях (Isachsen et al., 2007). Высокая потеря тепла означает интенсивную конвекцию, удаляющую тепло, поступающее в верхний слой, а высокая «аномальность» означает накачку соли в нижележащие слои вновь поступивших атлантических вод за счет перемешивания. Высокая соленость поверхностных вод сильно благоприятствует конвекции. Гренландское и Исландское (район к северу от Исландии) моря, не имеющие высокой поверхностной солености, устойчиво стратифицированы и, как следствие, отдают намного меньше тепла в атмосферу в зимнее время (даже при значительно более низких температурах около Гренландии). Смещение к северу максимума «аномальности»

при увеличении плотности сопровождается сдвигом к северу районов выхода δ -поверхностей на поверхность моря в зимний период.

Картина, которая возникает в результате всего этого, предполагает, что после летней рестратификации понижение температуры воздуха инициирует заглубливание перемешанного слоя осенью. Сначала самые легкие слои (с наименьшей плотностью) теряют свою плавучесть, что объясняет уменьшение глубины залегания поверхностей s31 и s41 поблизости от восточной ветви Норвежского течения. Поверхности s21 и s07 приближались бы постепенно к поверхности моря дальше к северу в Лофотенской котловине, но этому не суждено случиться из-за глубокого бассейна с теплой водой, где зимой толщина перемешанного слоя может превышать 600 м (Nilsen and Falck, 2006). Как показывают наши наблюдения и результаты исследований А. Кёля (Köhl, 2007), существование глубокого бассейна с теплой и соленой водой поддерживается постоянным образованием антициклонических вихрей и их перемещением в центр котловины.

Nøst and Isachsen, (2003) моделируя стационарную донную геострофическую циркуляцию на основе полей ветрового трения и плотности, выявили циклоническую циркуляцию над понижениями дна в Гренландском и Норвежском морях (в том числе и в Лофотенской котловине), имеющую среднюю скорость порядка 5-10 см/с. Направление таких донных течений тесно связано с изолиниями параметра $\frac{f}{H}$, где f -параметр Кориолиса, а H -глубина. Из-за малых величин градиента планетарной завихренности в высоких широтах в поле $\frac{f}{H}$ преобладает влияние топографии, для многих районов характерны замкнутые изолинии. В своей работе Nøst and Isachsen (2003) показали, что единственным фрикционным эффектом, учитываемым в модели, являлось донное трение.

Интегрируя по площади в пределах замкнутого контура $\frac{f}{H}$ проинтегрированное по глубине уравнение завихренности и полагая, что этот контур является линией тока придонного геострофического потока, можно получить аналитическое выражение для придонной геострофической скорости на данном $\frac{f}{H}$ контуре. Для отдельных незамкнутых контуров в качестве граничных условий использовались данные измерения течений. При использовании упрощенной модели была выявлена интересная особенность – в районе северо-западного склона Лофотенской котловины (около 71° с.ш. и 0° д.) поверхностное течение имеет направление, противоположное таковому у придонного течения, что предполагает значительный сдвиг по вертикали. Подобная особенность была выявлена

также и в работе (Gascard and Mork, 2008). Хорошее соответствие с данными наблюдений за поверхностными течениями указывает на то, что эта особенность является устойчивой.

Траектории поплавков RAFOS свидетельствуют о существовании мезомасштабной турбулентности, характеризующейся вихрями с диаметром 50-100 км и периодом вращения в 1-2 недели, которые являются преобладающим и повсеместным механизмом, определяющим особенности циркуляции в районе Лофотенских островов и севернее, до 72-73° с.ш. Большинство данных антициклонических вихрей сверху было «покрыто» относительно пресными водами, характерными для Норвежского берегового течения, что также описано в работе (Volkov et al., 2015). Диаметр вихрей достигал 100 км, глубина – до 700 м, а средняя скорость их перемещения – 6 см/с. Плоское понижение рельефа дна, характерное для центральной части Лофотенской котловины, оказывает положительный эффект на временную стабильность антициклонического Лофотенского вихря, и негативный эффект для вихрей циклонических направленностей, что описано в работе (Benilov, 2005). Кроме того, стабильность характеристик вихря очень чувствительна к пространственному масштабу топографического понижения или повышения: большой горизонтальный масштаб будет сильнее влиять на характеристики, чем малый (в случае, если горизонтальный масштаб немного больше масштаба вихря, то это эквивалентно плоскому дну), однако, существует «оптимальная» ширина понижения или возвышения, при которой стабилизирующий эффект топографии является наиболее значимым. В работе (Benilov, 2005) отмечается, что верхний слой океана наиболее подвержен влиянию топографии, чем сопоставимые слои.

В статье (Shcheretkin, 1995) изучается взаимодействие между турбулентным баротропным течением и топографией морского дна на основе численных экспериментов. В данной модели бассейн имеет симметричную квадратную форму с равными континентальными склонами на всех 4 сторонах, тогда как центральная часть представлена углублением с плоским ровным дном. Минимальные глубины вблизи краев континентальных склонов составляют 20% по отношению к глубинам центральной части котловины. Всего в данной работе было проведено 4 численных эксперимента:

1. « f -плоскость» с разрешением 500×500 км на 45° с.ш.
2. «Слабый β -эффект» с разрешением 301×301 км
3. «Средний β -эффект» с разрешением 301×301 км
4. «Сильный β -эффект» с разрешением 3000×3000 км на широтах от 20 до 50° с.ш.

Полученные результаты свидетельствуют, что в эксперименте « f -плоскость» вскоре после начала происходит разрушение дипольных структур, в то время как вблизи стенок наблюдается формирование небольших вихрей. Данные вихри могут иметь амплитуды относительной завихренности больше, чем в оригинальном поле. Антициклоническая завихренность концентрируется в центре котловины, тогда как для циклонических вихрей и циклонической относительной завихренности характерно расположение вблизи границ.

При «слабом β -эффекте» он недостаточно силен для того, чтобы ограничить движение жидкости в меридиональном направлении или вызвать распад мезомасштабных вихрей за счет взаимодействия с волнами Россби. Однако он ограничивает размер, до которого могут вырасти вихревые структуры. Стоит также отметить наличие множества небольших интенсивных вихрей в середине котловины, вместо крупномасштабного объединенного ядра, наблюдаемого при « f -плоскости».

«Средний β -эффект» сильнее и распад мезомасштабных вихрей из-за взаимодействия с волнами Россби становится более заметным. В данном случае наблюдается асимметрия север-юг и восток-запад, которые практически отсутствовали в двух предыдущих экспериментах. Антициклонические вихри возникают вблизи материкового склона и переносятся в глубь бассейна, где они в конечном итоге уничтожаются из-за β -эффекта. Циклонические вихри подвержены влиянию топографии и имеют тенденцию распространяться вдоль восточного побережья на север. Также отмечается ограничение движения жидкости в меридиональном направлении.

При «сильном β -эффекте» преобладает меридиональное изменение параметра Кориолиса, а также происходит быстрое разрушение первоначальных структур. Асимметрии в направлениях восток-запад и север-юг более выражены, чем в предыдущем случае. У западного склона образуются как циклонические, так и антициклонические вихри, но β -эффект и рельеф дна предотвращают их движение в центральную часть котловины. Стоит отметить наличие рециркуляции, а также интенсивного течения вблизи южной границы. Как и в предыдущем случае, вблизи разделения потока у восточного склона наблюдается незначительное количество небольших вихрей.

Таким образом, автор отмечает, что при β -эффекте циклонические вихри, входившие в дипольные структуры в начале эксперимента, с течением времени располагаются в основной своей массе вблизи склоновых структур, в то время как для антициклонических структур характерно расположение вблизи относительно плоских понижений в рельефе, например, Лофотенской котловины (Shchepetkin, 1995).

На рисунке 12 представлена батиметрическая карта Лофотенской котловины, за основу которой взята топография морского дна ETOPO1, имеющая пространственное разрешение – 1 минута по широте и по долготе. На рисунках 13 и 14 более подробно показаны участки Норвежского моря – на рисунке 13 изображена Лофотенская котловина, а также отмечены изобаты 3000 и 3250 м. Установлено, что понижения до 3250 м находятся в западной и южной части Лофотенской котловины, и представлены тремя крупными областями. Однако для большей части Лофотенской котловины характерно плоское морское дно с неявно выраженными подводными возвышениями или понижениями.

Наличие в Лофотенской котловине крупных областей с понижением морского дна способствует скоплению в данных областях мезомасштабных вихрей, в том числе и нахождению в них квази-постоянного Лофотенского вихря.

На рисунке 14, показана топография морского дна Норвежской котловины, а также изобатами показаны глубины 3500 и 3750 м. На данном графике заметно, что для Норвежской котловины характерны большие глубины, по сравнению с Лофотенской котловиной, а также более неровная топография морского дна. Норвежская котловина представлена морским дном с высокими перепадами высот, достигающими значений до 1000 метров. В данной котловине находятся три зоны с глубинами более 3750 м, а также присутствуют подводные хребты, глубина в которых достигает 2800 м.

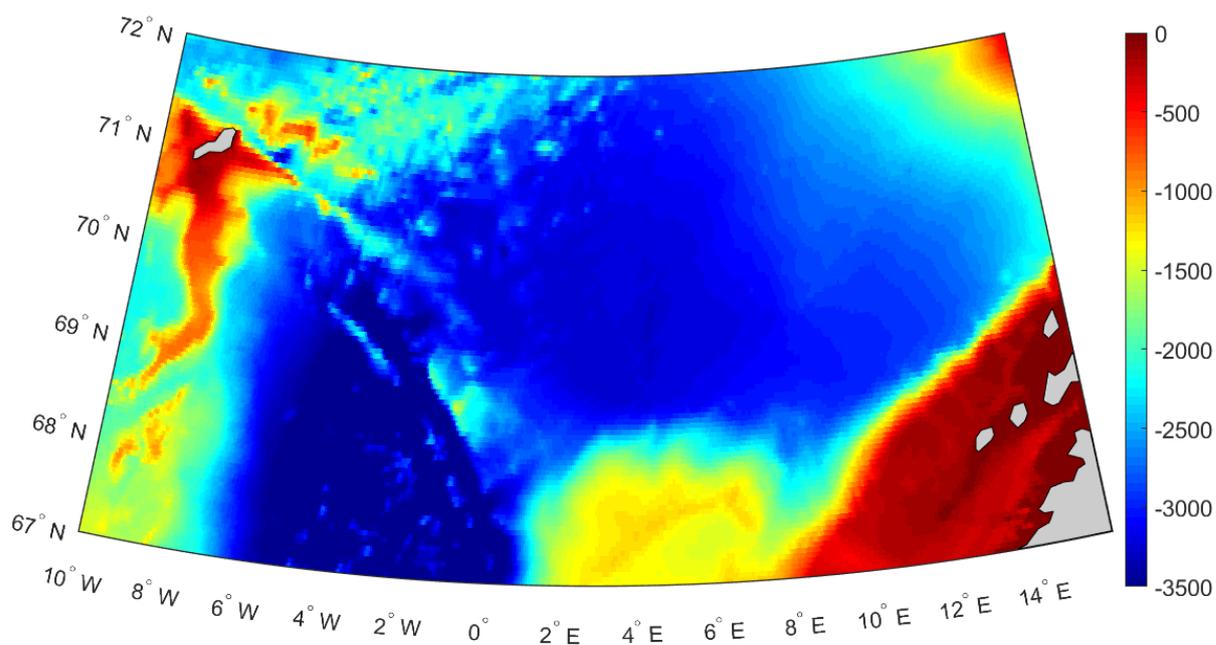


Рис. 12. Батиметрическая карта района исследования по данным Etopo1.

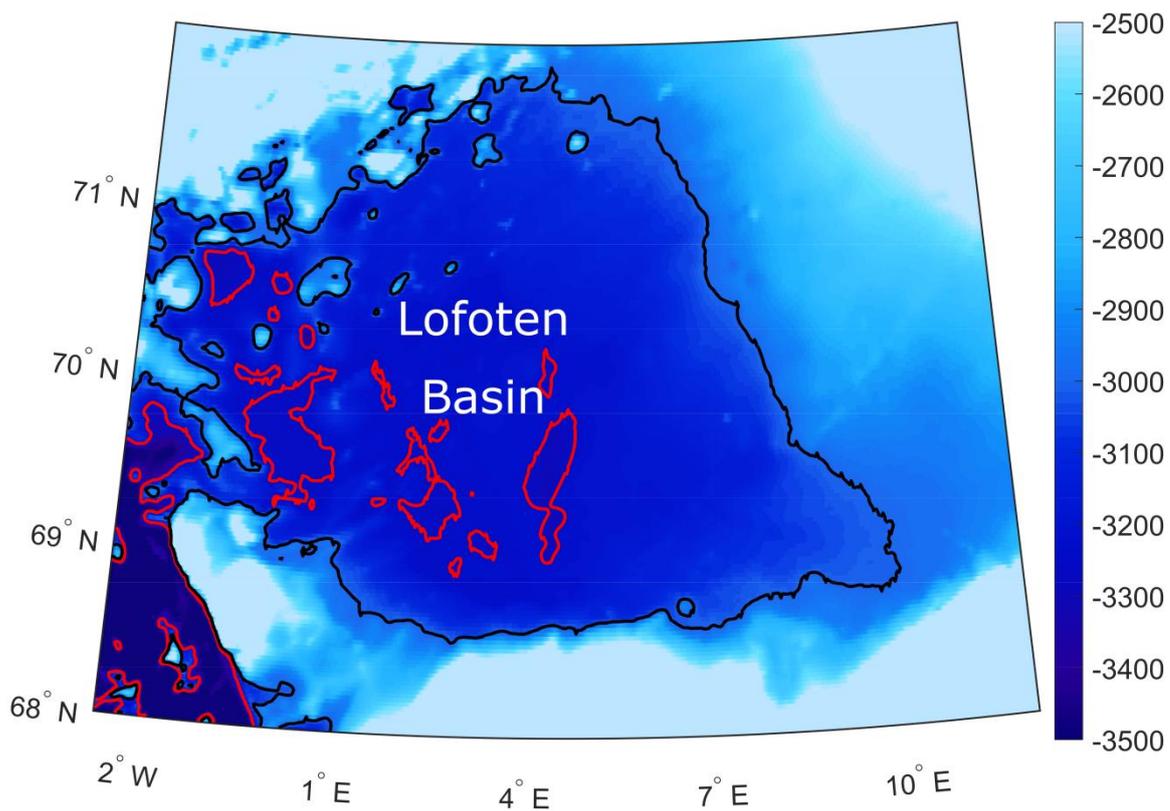


Рис. 13. Район Лофотенской котловины: батиметрическая карта. Черной линией показана изобата 3000 м, красной –3250 м.

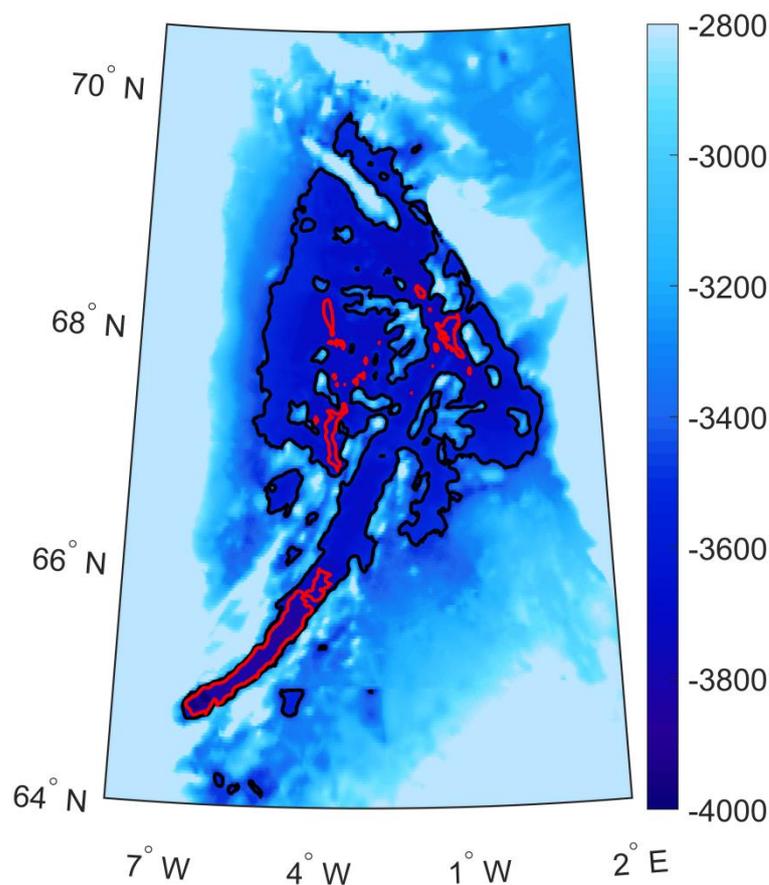


Рис. 14. Батиметрическая карта Норвежской котловины. Черной линией показана изобата 3500 м, красной 3750 м.

3.2.2. Топографические эксперименты с использованием модели MIT

1) Топография морского дна

Для оценки влияния топографии на квази-циклонический Лофотенский вихрь, были проведены численные эксперименты: ТОРО1, ТОРО2, ТОРО3 и ТОРО4 с различными вариантами топографии Норвежской и Лофотенской котловины, а также континентального склона Норвегии (Рисунок 15). Данные экспериментов предоставлены Д. Л. Волковым (Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies University of Miami NOAA/AOML/PHOD).

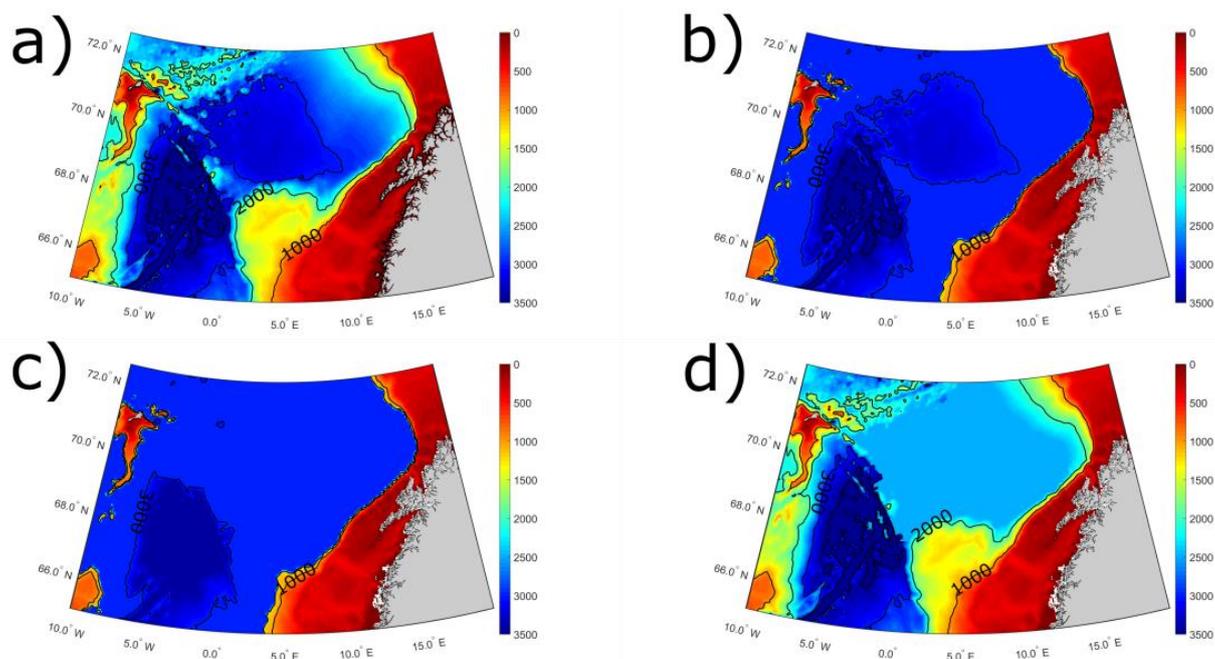


Рис. 15. Топография морского дна: а) Эксперимент ТОРО1, используется реальная топография ЕТОРО1. б) Эксперимент ТОРО2. в) Эксперимент ТОРО3. д) Эксперимент ТОРО4. Изобаты проведены через каждые 1000 м.

Для ТОРО2 характерна топография морского дна Лофотенской и Норвежской котловины близкая к реальной, однако материковый склон имеет ярко выраженный переход от 1000 до 3000 м (Рис. 15b).

Для ТОРО3 характерно отсутствие Лофотенской котловины, Норвежская котловина представлена плоским дном (Рис. 15c).

ТОРО4 характеризуется наличием континентального склона и Норвежской котловиной, однако Лофотенская котловина отсутствует (Рис. 15d).

2) Высота поверхности моря (SSH)

Изолинии высоты поверхности моря (изогипсы) используются для нахождения линий тока, принадлежащих к геострофическому потоку на поверхности океана (Volkov et al., 2015). Также с помощью высоты поверхности моря можно определить наличие и местоположение как антициклонических, так и циклонических мезомасштабных вихрей. На рисунке 16 показаны поля SSH для экспериментов ТОРО (a-d).

Расчеты высоты поверхности моря в случае ТОРО1 указывают на участок с отрицательными значениями в центральной части Лофотенской котловины и, особенно, в Норвежской котловине – значения изогипс менее -0,4 см (Рисунок 16а). Стоит отметить, что центр Лофотенской котловины характеризуется более положительными значениями, по сравнению со значениями у границы котловины. Данная особенность связана с наличием антициклонического Лофотенского вихря в центральной части котловины.

Говоря о континентальном склоне Норвегии, установлено, что данный склон имеет положительные значения до 0,2 см во всех численных экспериментах, а также при реальной топографии морского дна.

В эксперименте ТОРО2 в центральной части Лофотенской котловины наблюдаются изогипсы с отрицательными значениями порядка -0,1 см (Рисунок 16б). Как и в случае с реальной топографией, поле SSH увеличивается от центра к границам Лофотенской котловины. Кроме того, центральная часть Норвежского бассейна имеет отрицательное значение SSH - менее -0,3 см.

В эксперименте ТОРО 3 установлено, что Лофотенская и Норвежская котловины характеризуются отрицательными значениями высоты поверхности моря - от -0,1 см до -0,2 см (Рисунок 16с). Значения в центре Норвежского бассейна составляют около -0,2 см и уменьшаются до границ - -0,3 см. Это сходство объясняется минимальной изменчивостью топографии дна между бассейном Лофотенских островов в реальной топографии и норвежским бассейном в Торо3.

В случае ТОРО 4 поле SSH имеет отрицательные амплитуды в обеих котловинах - в Лофотенской котловине около -0,2 см, в Норвежской котловине менее -0,3 см (Рисунок 16д). В данном эксперименте отрицательные значения в Норвежской котловине наиболее близки к реальной батиметрии среди всех численных экспериментов.

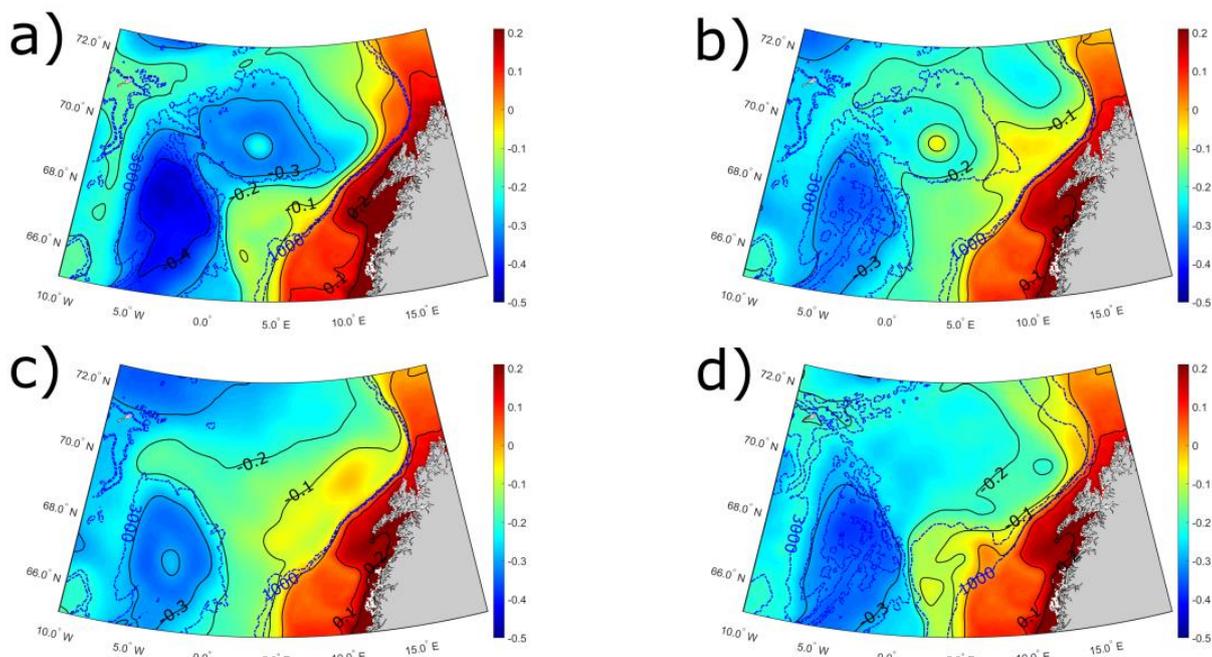


Рис. 16. Средняя высота уровня моря (SSH) (м) для ТОРО1 (а), ТОРО2 (б), ТОРО3 (с) и ТОРО4 (д) для периода 1999-2018 гг. Синими изобатами отмечены глубины 1000, 2000, 3000 и 4000 м.

3) Кинетическая энергия вихря (ЕКЕ)

Кинетическая энергия вихря рассчитывается исходя из горизонтальных и вертикальных флуктуаций скорости потока (u' и v') по формуле: $EKE = 0.5(u'^2 + v'^2)$.

В случае ТОРО1 значения ЕКЕ имеют максимум в центральной части Лофотенской котловины и в северной части континентального склона Норвегии - более $300 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$. Данные значения свидетельствуют о том, что континентальный склон и центральная часть Лофотенской котловины являются наиболее активными вихревыми районами в данном регионе (Рисунок 17а).

В эксперименте ТОРО2 район Лофотенской котловины характеризуется значительной областью со значениями ЕКЕ более $300 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$. Кроме того, подобный по активности регион со значениями более $300 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ наблюдается в северной части континентального склона Норвегии (Рисунок 17б). Данная высокая вихревая активность тесно связана с Норвежским склоновым течением.

Эксперимент ТОРОЗ показывает, что максимумы ЕКЕ более $300 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ расположены в центральной части Норвежской котловины и на обширной территории континентального склона (Рисунок 17с). Кроме того, в эксперименте ТОРОЗ площадь области со значениями более $300 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ максимальна среди всех проведенных экспериментов.

В эксперименте ТОРО4 максимальные значения наблюдаются в восточной части Лофотенской котловины, а также в северной части норвежского континентального склона (Рисунок 17д). По сравнению с другими экспериментами, в ТОРО4 площадь со значениями более $300 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ минимальна.

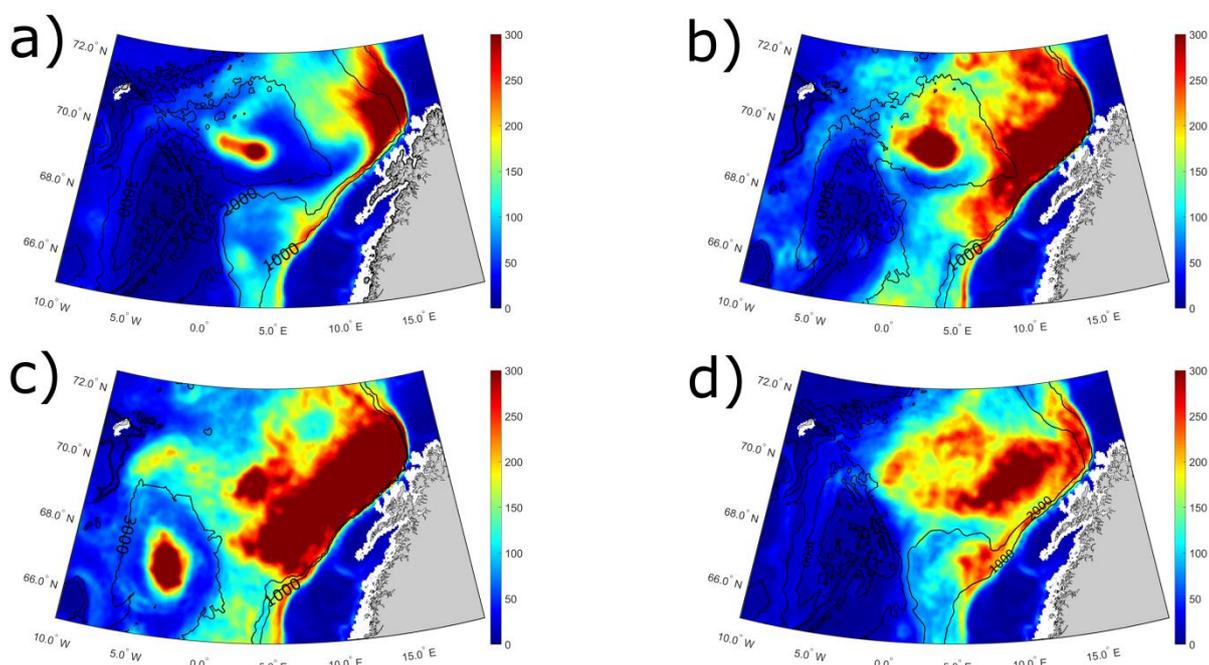


Рис. 17. Кинетическая энергия вихря (ЕКЕ) в ТОРО1 (а), ТОРО2 (б), ТОРОЗ (с), ТОРО4 (д), осредненная за период 1999-2018 гг. Черными изогипсами показаны глубины 1000, 2000, 3000 и 4000 м.

4) Эквивалентный бэта-эффект

«Эквивалентный бета-эффект» – это некий параметр, который рассчитывается по формуле:

$$\beta_e = H \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{f}{H} \right), \text{ где}$$

r - радиус-вектор, который имеет положительное значение в районе Лофотенской котловины, а $\frac{f}{H}$ увеличивается вблизи границы Лофотенской котловины из-за уменьшения глубины. Изменчивость β_e приводит к циклоническому вращению потока в океане. В нашей работе центр полярной системы координат расположен в центральной части Лофотенской котловины (69,8 ° с.ш., 5 ° в.д.) (Рисунок 18), а также в Норвежской котловине (68 ° с.ш., 3 ° з.д.) (Рисунок 19).

На рисунке 18 показано поле β_e для ТОРО1-4 (a-d).

В ТОРО1, минимальные значения β_e зафиксированы в центральной части Норвежской котловины - от $0 \cdot 10^{-10}$ до $-2 \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-1} \text{ м}^{-1}$. Данный район характеризуется глубинами более 3000 м, как и центральная часть Лофотенской котловины, также имеющая отрицательные значения β_e от $0 \cdot 10^{-10}$ до $-1,5 \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-1} \text{ м}^{-1}$. Максимальные значения наблюдаются на плато Воринг, континентальном склоне Норвегии и в районе хребта Ян-Майен и имеют значения от $4 \cdot 10^{-10}$ до $5 \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-1} \text{ м}^{-1}$.

Расчет β_e в эксперименте ТОРО2 свидетельствует о том, что минимальные значения наблюдаются в центральной части Лофотенской и Норвежской котловины, однако максимальные значения установлены только на континентальном склоне Норвегии и хребте Ян-Майен. и не наблюдаются на плато Воринг, как это было в случае реальной топографии морского дна (рисунок 18).

В эксперименте ТОРО3 минимальные значения эквивалентного бета-эффекта зафиксированы в районе Норвежской котловины, тогда как максимальные значения наблюдаются в центральной части континентального склона Норвегии.

Расчеты в случае эксперимента ТОРО4 свидетельствуют, что минимальные значения эквивалентного бета-эффекта зафиксированы в центральной части Норвежской котловины – около $-2 \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-1} \text{ м}^{-1}$. Максимальные значения наблюдаются на плато Воринг и континентальном склоне: этот факт указывает на заметное сходство между результатами ТОРО4 и ТОРО1.

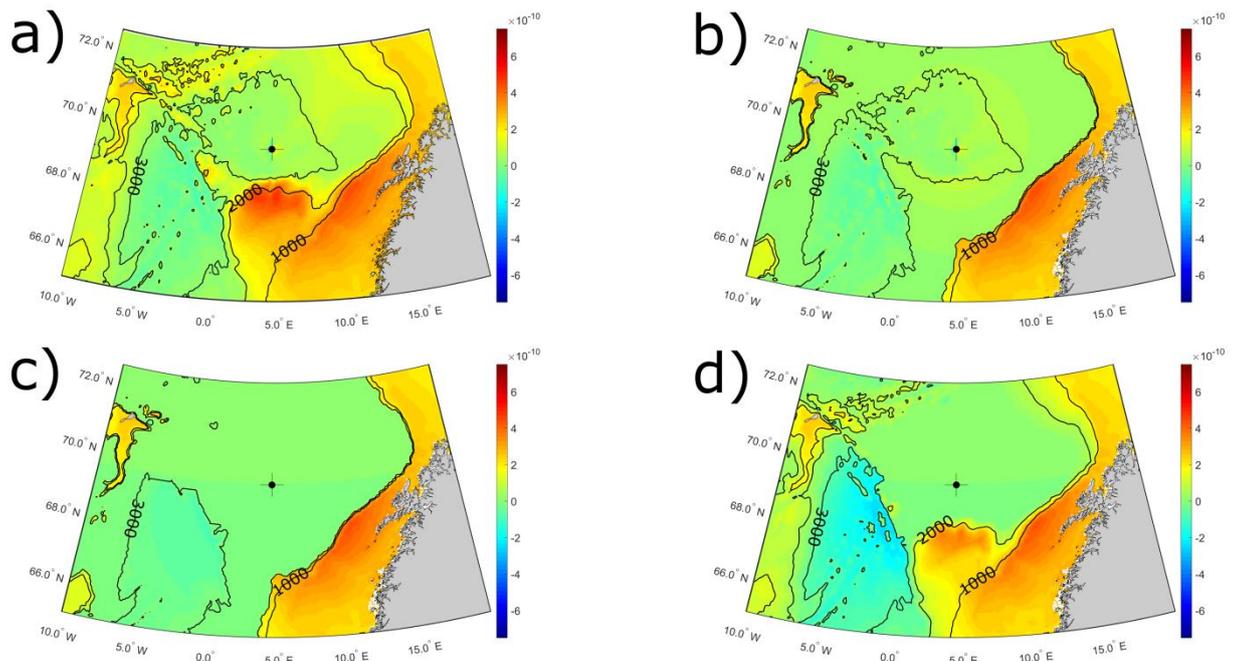


Рис. 18. Пространственное распределение β_e при центре системы координат в Лофотенской котловине (69.8° с.ш., 5° в.д.).

На рисунке 19 показано поле β_e для реальной топографии (а) и численных экспериментов ТОРО1-4 (а-д) в случае центра полярных координат в Норвежской котловине.

В случае реальной топографии, минимальные значения наблюдаются в центральной части Норвежской котловины с глубинами более 3250 м, а также в юго-западной части Лофотенской котловины, в то время как максимальные значения регистрируются на континентальном склоне Норвегии, хребте Ян-Майен, а также на плато Воринг (Рисунок 19а).

Расчет эквивалентного бета-эффекта для ТОРО2 показывает, что минимальные значения менее $-6 \cdot 10^{-10} \text{ с}^{-1} \text{ м}^{-1}$ наблюдаются в самой глубокой части Норвежской и Лофотенской котловины. Кроме того, максимальные значения наблюдаются только на континентальном склоне Норвегии и хребте Ян-Майен и не наблюдаются на плато Воринг (Рисунок 19б).

В случае ТОРОЗ минимальные значения фиксируются лишь в Норвежской котловине, максимальные – как в эксперименте ТОРО 2 – на континентальном склоне Норвегии (Рисунок 19с).

В численном эксперименте ТОРО4, значения эквивалентного бэта-эффекта наиболее схожи со значениями при использовании реальной топографии – максимумы наблюдаются на континентальном склоне, хребте Ян-Майен, а также на плато Воринг, тогда как минимальные значения наблюдаются в Норвежской котловине, а также в южной части Лофотенской котловины (Рисунок 19d).

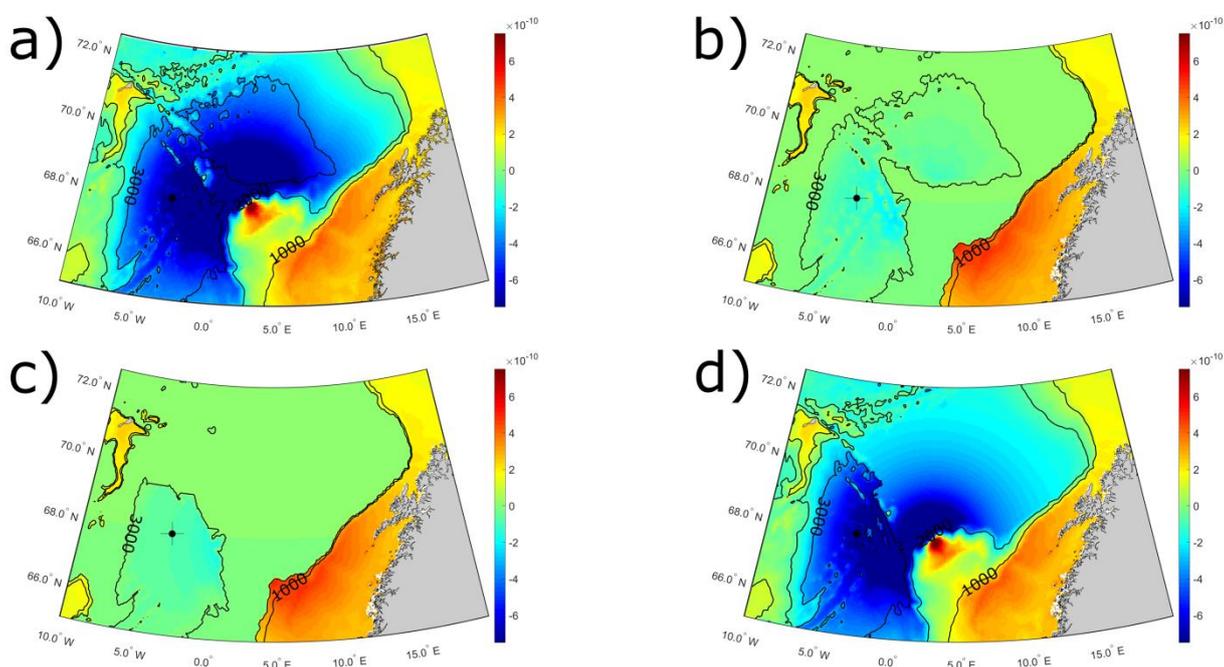


Рис. 19. Пространственное распределение β_e при центре системы координат в Норвежской котловине (68° с.ш., 3° з.д.).

3.3. Влияние взаимодействия вихрей

В работах Köhl (2007) и Volkov et al. (2015) подчеркивается роль слияния мезомасштабных вихрей в процессе обновления антициклонического Лофотенского вихря. Так, глубокое залегание пикноклина в центральном районе Лофотенской котловины поддерживается в результате слияния Лофотенского вихря с

антициклоническими мезомасштабными вихрями, меандрирующими из-за бароклинной неустойчивости от Норвежского склонового течения в восточной части Лофотенской котловины и движущимися к центру котловины по циклонической траектории (Köhl, 2007; Volkov et al., 2015; Raj and Halo, 2016). Для данных мезомасштабных вихрей характерны средние радиусы порядка 20-35 км, что меньше, чем у квази-постоянного Лофотенского вихря, имеющего средний радиус порядка 35-40 км (Raj et al., 2015; Raj and Halo, 2016; Volkov et al., 2015). Расчет средней вихревой кинетической энергии за период с 1995 по 2010 гг., представленный в работе (Volkov et al., 2015) свидетельствует о локальном максимуме кинетической энергии в области от Лофотенских островов до западного района Лофотенской котловины, что также согласуется с более ранними работами (Köhl, 2007), (Spall, 2010) и (Nilsen and Falck, 2006). Наибольшие значения кинетической энергии за указанные период для Лофотенского вихря по данным работ (Volkov et al., 2015) и (Koszalka et al., 2013) достигают значений до $400-500 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$, с максимумом в центральной части Лофотенской котловины, ограниченной изобатой 3250 м, и в восточной части Лофотенской котловины, где происходит формирование мезомасштабных вихрей. Подобные аномально высокие значения кинетической энергии в восточной части Лофотенской котловины, обнаруженные при помощи анализа траекторий поверхностных дрейфтеров в работе (Koszalka et al., 2013) и ранее с использованием буев RAFOS на глубинах порядка 200 м (Rossby et al., 2009b), не были зафиксированы посредством спутниковой альтиметрии, что связано в первую очередь с недостаточным пространственным разрешением спутниковых данных, малой шириной и направлением (азимут порядка 45°) Норвежского склонового течения, а также преобладанием высокочастотных колебаний, в дальнейшем осредняемых при обработке полученных спутниковых данных (Volkov et al., 2015). Для восточной части Лофотенской котловины также характерны высокие азимутальные скорости у мезомасштабных вихрей, достигающие значений до 0,5 м/с, кроме того, была зафиксирована высокая скорость перемещения мезомасштабных вихрей в Лофотенской котловине, равная 1-3 км/сут, увеличиваясь до значений 3-5 км/сут в центральной части Лофотенской котловины (Volkov et al., 2015). Чуть менее половины антициклонических вихрей достигают центрального района котловины со стороны северной и северо-восточной части, кроме того, общее число антициклонических вихрей превышает количество циклонически направленных мезомасштабных вихрей. Для циклонических вихрей характерно меньшее количество, по сравнению с антициклоническими вихрями. Кроме того, циклоны

располагаются в основном вокруг среднего по времени месторасположения Лофотенского вихря и их генерация во многом связана с горизонтальным сдвигом скорости между Лофотенским вихрем и фоновым циклоническим потоком. По данным статьи (Volkov et al., 2015) для мезомасштабных вихрей большего радиуса характерны большие орбитальные скорости, стоит также отметить, что для антициклонов характерны большие орбитальные скорости (10-45 см/с), по сравнению с циклонами (10-30 см/с).

По данным статьи (Volkov et al., 2015), средняя скорость вихрей обоих типов в районе Лофотенской котловины составляет 30 см/с, тогда как в других регионах Норвежского моря средняя скорость вихрей имеет значения порядка 10-20 см/с. Наиболее быстрые мезомасштабные вихри образуются в результате меандрирования Норвежского склонового течения в районе 70° с.ш., после чего перемещаются в северную, а затем в северо-западную часть бассейна, в дальнейшем двигаясь вдоль спиралевидной циклонической траектории в центр Лофотенской котловины. В работе (Köhl, 2007) указывается на роль мезомасштабных вихрей для поддержания структуры Лофотенского вихря, которая в дальнейшем подтверждена в ходе проведения экспериментов в работе (Volkov et al., 2015). Так, в процессе взаимодействия Лофотенского вихря с антициклоническими мезомасштабными вихрями происходит усиление Лофотенского вихря за счет увеличения относительной завихренности Лофотенского вихря, а также обновление его ядра теплыми и солеными атлантическими водами, с дальнейшим заглублением изотерм и изохалин, что подтверждается натурными данными, полученными в результате съемок и описанных в работе (Белоненко и др., 2018). Стоит отметить, что на начальном этапе слияния происходит ослабление Лофотенского вихря, что связано с затратами энергии на формирование внешней циркуляционной ячейки, охватывающей оба вихря. В дальнейшем, в процессе слияния площадь, по которой рассчитывается средняя относительная завихренность, становится больше, т.к. теперь включает область расположения мезомасштабного вихря, как правило, имеющего более слабые значения относительной завихренности, по сравнению с Лофотенским вихрем (Volkov et al., 2015).

В работе (Gordeeva et al., 2020) на основе спутниковых данных аномалий уровня океана (SLA) высокого разрешения исследуются характеристики мезомасштабных вихрей в Лофотенской котловине за период с 1993 по 2017 гг. Для регистрации вихрей и получения их траектории движения применялся метод, описанный в работе (Faghmous et al., 2015). Авторы отмечают, что общее число мезомасштабных вихрей циклонического

типа составило 23242 вихря, тогда как антициклонического типа – 22090 вихря. В работе также отмечается, что средний радиус для вихрей обоих типов составляет 55 км и увеличивается до 80-90 км при удалении от Норвежского течения, тогда как средняя амплитуда достигает значений около 5.2-6.2 см и в дальнейшем увеличивается до 15 см при приближении к Лофотенскому вихрю и удалению от Норвежского течения. Максимальная продолжительность существования мезомасштабного вихря авторами оценивается как 3-4 месяца, в то время как в среднем время существования вихря равно 46-50 днями.

Анализируя данные с натурных измерений за период с 2010 по 2012 год, авторы (Richards and Straneo, 2015) отмечают, что в течение всего периода средние значения аномалий температуры и солёности мезомасштабных антициклонических вихрей в промежуточном слое в районе Лофотенской котловины намного выше, чем в окружающих водах, однако наблюдались и моменты с отрицательными, или близкими к нулю значениями. Для аномалий температуры и солёности в антициклонических вихрях характерны значения, равные $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 0.02 psu , что приводит к уменьшению потенциальной плотности на 0.04 кг/м^3 , тогда как в среднем, аномалии в окружающих водах не превышают значений $0.14\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 0.004 psu соответственно, приводя к уменьшению плотности на $0,015\text{ кг/м}^3$. Однако амплитуда данных аномалий в мезомасштабных вихрях в Лофотенской котловине заметно уступает амплитудам в центральном районе моря Ирмингера и в море Лабрадор, что связано, по мнению авторов, с постоянным нахождением большого числа вихрей в районе Лофотенской котловины, а также с меньшими горизонтальными размерами котловины и со специфичностью топографии, благодаря которой в ее центральном районе скапливаются антициклонические вихри, создавая таким образом «глубокий бассейн» с теплыми и солёными атлантическими водами (Richards and Straneo, 2015). Подобные низкие значения T/S аномалий свидетельствуют об эффективном тепло- и соле- обмене котловины с Норвежским течением. Также авторы указывают на наличие межгодовой изменчивости солёности вод в Норвежском море, что подтверждается в работе (Mork et al., 2014), в которой говорится, что за период с 1995 по 2010 гг. тренд составил порядка -0.012 psu/год .

По данным (Spall, 2010) для генерации мезомасштабных вихрей в Норвежском море характерна сезонная изменчивость с максимумом в зимний период, что связано с более крутым наклоном изопикн и большим бароклинным транспортом. Также стоит

отметить, что мезомасштабные вихри играют большую роль в перераспределении потоков тепла в Лофотенской котловине.

Так, мезомасштабные вихри содержат количество тепла, необходимое, чтобы поддерживать среднегодовую потерю в $\sim 60 \text{ Вт/м}^2$ с площади $400 \times 400 \text{ км}^2$ – больше, чем глубокий пикноклин, но меньше, чем вся Лофотенская котловина (Isachsen et al., 2007). Вероятно, не все вихри сливаются и, возможно, распределяются по большой площади, как показывает высокий уровень вихревой активности в Лофотенской котловине (Rossby et al., 2009a). Учитывая, что каждый вихрь имеет объем $1,5 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ ($300 \text{ м} \pi (40 \text{ км})^2$), и полагая понижение температуры на $2 \text{ }^\circ\text{C}$ в результате охлаждения, потребуется 24 вихря в год. Для более точной оценки потоков, понадобятся более корректные данные о размерах вихрей и уровне их продукции. Соответствующий поток массы будет $24 \text{ вихря} \times 1,5 \times 10^{12} \text{ м}^3 = 1,2 \text{ Св}$ ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). Подобные значения указывают, что глубокое залегание пикноклина и сопутствующие потери тепла в Лофотенской котловине обязаны своим существованием формированию (продуцированию) антициклонических вихрей или вихревых образований на крутом материковом склоне у Лофотенских островов котловине (Rossby et al., 2009b).

3.4. Влияние турбулентности

Ветер всегда обладает турбулентностью. В воздухе возникают многочисленные беспорядочно движущиеся вихри и струи разных размеров. Отдельные массы воздуха, увлекаемые этими вихрями и струями, так называемые элементы турбулентности, движутся по всем направлениям, в том числе перпендикулярно к среднему направлению ветра и даже против него. Эти элементы турбулентности имеют линейные размеры от нескольких сантиметров до десятков метров (Хромов и Петросянц, 2006). Взаимодействуя с поверхностью воды, ветер является одним из источников образования вихрей небольших размеров, которые в дальнейшем укрупняются (обратный каскад передачи энергии) и накапливаются в центральной части котловины. Как показано в работе (Shcheretkin, 1995), турбулентные течения имеют тенденцию к организации круговых течений вокруг исследуемой области котловины, что также способствует концентрации отрицательной завихренности в ее центре, и в дальнейшем приводит к формированию в центре антициклонических вихрей.

В работе (Орлов и др., 2018) авторы экспериментально исследовали двумерную турбулентность в тонком слое жидкости, когда можно пренебречь вертикальной

компонентой скорости. Установлено, что за счет нелинейного взаимодействия мелкомасштабные вихри сливаются и формируют крупномасштабные вихревые течения. Кроме того, в системе присутствовали сильные флуктуации от мелкомасштабных вихрей.

Для ядра Лофотенского вихря характерно наличие сильной диссипации, которая превышает в 10-100 раз значения в восточной части Лофотенской котловины. Кроме того, в районе ядра Лофотенского вихря и вокруг области максимальной азимутальной скорости, расположенной между двумя пикноклинами, фиксируется наибольшая турбулентность для данного региона, усиливающаяся за счет холодного воздуха и конвекции в зимний период. По данным статьи (Fer et al., 2018), перенос энергии, связанный с вихревой динамикой и взаимодействием вихрей обоих типов друг с другом, может быть причиной турбулентности, однако дополнительным источником энергии также служит энергия захваченных субинерциальных волн, минимальная частота которых ограничена частотой Кориолиса, а максимальная - частотой плавучести Вейселя-Брента и рассчитывается по формуле $f_e = f + \zeta$. В работе (Kunze et al., 1995) говорится о том, что для ядра Лофотенского вихря характерны значения $f_e < f$, тогда как для критического слоя, обычно расположенного у основания вихря, характерны значения, при которых $f_e = f$. За счет отрицательной завихренности ядра Лофотенского вихря и, следовательно, $f_e < f$, распространяющиеся вниз субинерциальные волны захватываются и усиливаются в ядре Лофотенского вихря, где, отражаясь от границ вихря, разрушаются в критическом слое, вблизи которого установлен максимум плотности энергии волн, который описан в работе (Fer et al., 2018).

Ядро Лофотенского вихря характеризуется участком с отрицательной завихренностью до $-0.5 f$ и ниже, достигая значений до $-0.7 f$ на расстоянии в вертикальном направлении до 840 м и до 6 км от центра Лофотенского вихря в горизонтальном направлении. Для данного участка также характерны малые числа Ричардсона, рассчитанные по формуле $Ri = \frac{N^2}{S^2}$, где $S^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2$ и лежащие в пределах от 1 до 10, и имеющие на самом деле заниженные оценки из-за интерполяции данных, в результате чего происходит осреднение мелкомасштабных процессов турбулентности. Значения чисел Ричардсона $Ri \leq 0.25$ указывают на сдвигово-генерируемую турбулентность, в то время как числа $Ri \leq 10$, характерные для Лофотенского вихря, свидетельствуют о наличии нескольких генерируемых процессов. Низкие значения числа Ричардсона в первую очередь обусловлены увеличенным сдвигом

в результате зоны интенсивного сдвига ниже подповерхностного максимума скорости или фокусировки и усиления захваченного почти инерциального сдвига вблизи критического слоя. По данным индивидуальных вертикальных профилей диссипации кинетической энергии, в работе (Fer et al., 2018) максимальные значения турбулентности были зафиксированы в промежуточном слое, на горизонтах 750-2000 м. Существует связь между сильным сдвигом и высоким уровнем турбулентности вблизи максимума скорости, в глубоком пикноклине на глубине 1200-1300 м. Стоит отметить, что над верхним пикноклином на глубинах 500-700 м средний уровень диссипации является наибольшим в регионе, однако он вносит низкий вклад в общий уровень диссипации из-за своего небольшого объема (Fer et al., 2018). Автор отмечает, что при приближении к ядру Лофотенского вихря, скорость диссипации увеличивается на 2 порядка, по сравнению с диссипацией на границе Лофотенского вихря. Однако относительно высокие уровни турбулентности вне ядра Лофотенского вихря (вблизи границ вихря) могут свидетельствовать об интенсивном динамическом взаимодействии между вихрем и окружающим его водами. Кроме того, высокий уровень турбулентности был установлен на горизонте 100 м выше морского дна, что свидетельствует о высокой турбулентности в придонном слое, которое, однако, не связано с трением о донную поверхность. В районе ядра Лофотенского вихря с увеличением глубины фиксируется увеличение доступной потенциальной энергии и горизонтальной кинетической энергии, которые на горизонте 1600 м имеют большие значения по сравнению с поверхностью на 8% и 7%, соответственно.

Допустимая минимальная частота инерционно-гравитационных волн внутри бароклинного осесимметричного вихря была получена в работе Joyce et al. (2013) и рассчитывается по формуле:

$$\omega_{min} = (f_e^2 - f^2 Ri_0^{-1})^{1/2},$$

где f_e – эффективная частота Кориолиса, рассчитываемая как:

$$f_e = [(f + 2v_0/r)(f + \zeta_0)]^{1/2},$$

и число Ричардсона в сбалансированном потоке:

$$Ri_0 = N^2 / (\partial v_g / \partial z)^2 = f^2 N^2 / M^4.$$

Полученные результаты свидетельствуют о том, что изолиния с наименьшей частотой инерционно-гравитационных волн ($0,8f$) ограничена ядром Лофотенского вихря и областью с максимальной азимутальной скоростью, расположенной у основания вихря. Для данной изолинии характерен горизонтальный масштаб порядка 20-40 км от ядра

Лофотенского вихря, который постепенно увеличивается до максимальных размеров в промежуточном слое. Вертикальное расположение данной изолинии доходит до 1500 м в центральной части Лофотенского вихря, уменьшаясь при отдалении от ядра. Тогда как для изолинии с большей частотой ($0,9 f$) характерно небольшое увеличение в горизонтальной протяженности, наиболее заметное на глубинах до 800 м, и интенсивное заглубление в центральной части Лофотенского вихря, достигающее значений свыше 2000 м. Для изолинии наибольшей частоты волн ($0,95 f$) характерно повсеместное расположение во всех участках Лофотенского вихря (Fer et al., 2018).

Генерируемые ветром субинерциальные волны имеют антициклоническую поляризацию, что свидетельствует о восходящей фазе и нисходящем распространении энергии (Fer et al., 2018). Так, вертикальные и боковые изменения в стратификации, сдвиге и завихренности позволяют субинерциальным волнам с низкими частотами быть захваченными в ядро Лофотенского вихря. Критический слой отражает, фокусирует и усиливает субинерционную энергию, что особенно заметно вокруг области максимума азимутальной скорости и в основании ядра. Подобное усиление энергии за счет отражения волн от критического слоя служит источником для дальнейшего увеличения интенсивности турбулентности (Fer et al., 2018).

Основные выводы

В результате исследования были решены все поставленные задачи и достигнута цель исследования:

- 1) На основе литературных источников были подробно рассмотрены и описаны основные механизмы формирования антициклонического Лофотенского вихря
- 2) Была проанализирована сезонная и межгодовая изменчивость глубины верхнего квазиоднородного слоя за период 1993-2018 гг. на основе данных реанализа GLORYS12V1: в декабре глубина верхнего квазиоднородного слоя не превышает 200-300 м для большей части акватории Лофотенской котловины, в дальнейшем глубина продолжает увеличиваться, достигая 300-450 м в феврале и более 400-500 м в марте. В апреле развитие глубокой конвекции прекращается, и глубина ВКС уменьшается до 200-350 м.

Выявлено, что в декабре, январе и феврале линейные тренды глубины ВКС отрицательны. Это означает, что к концу периода исследования глубокая конвекция

несколько ослабевает в декабре, январе и феврале. В марте и апреле тренды положительны, что свидетельствует об усилении глубокой конвекции к концу периода. Для зимней конвекции в Лофотенской котловине характерна выраженная внутримесячная изменчивость, когда значения глубин ВКС в течение одного месяца могут отличаться в 2-3 раза.

3) Анализ пространственного распределения глубины ВКС на основе данных реанализа GLORYS12V1 показал, что максимальные значения глубины верхнего квазиоднородного слоя на протяжении всего зимне-весеннего периода наблюдаются в районе, характерного для месторасположения антициклонического Лофотенского вихря. Кроме того, установлено, что метод Kara дает в большинстве случаев большие оценки глубины ВКС, по сравнению с градиентным методом.

4) На основе численных экспериментов и натурных измерений данных установлено, что Лофотенская котловина характеризуется локальным максимумом вихревой кинетической энергии, а также положительными аномалиями уровня моря.

Выявлено, что Лофотенская и Норвежская котловины характеризуются отрицательными значениями эквивалентного бета-эффекта, тогда как материковый склон Норвегии и хребет Мона – положительными, а плато Воринг – максимальными для данного региона. Таким образом, неровности топографии морского дна в Норвежской котловине могут быть одной из ключевых причин, объясняющих низкое число мезомасштабных вихрей в данной области Норвежского моря, и, напротив, высокую вихревую активность и формирование квазистационарного антициклонического Лофотенского вихря в центральной части Лофотенской котловины.

Автор принимал участие в работе над проектом РФФИ 18-17-00027 "Вихревая динамика Лофотенской котловины и ее роль в переносе термохалинных свойств вод в Норвежском море".

Публикации по теме ВКР

1. Travkin V.S., Belonenko T.V. Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // RUSSIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES, 2019. Vol. 19. ES5003. P. 1-7. doi:10.2205/2019ES000676.

2. Travkin V.S., Fedorov A.M., Belonenko T.V. Features of winter thermohaline characteristics according to reanalysis ARMOR 3D in the Labrador Sea // Морские науки и современные технологии для устойчивого развития: тезисы докладов 26-й международной конференции Тихоокеанского конгресса морских наук и технологий (PACON-2019). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2019. С. 59. ISBN 978-5-6043211-0-2
3. Travkin V.S., Belonenko T.V. Study of seasonal variability of amount and thermohaline features of mesoscale eddies in the Lofoten Basin // Морские науки и современные технологии для устойчивого развития: тезисы докладов 26-й международной конференции Тихоокеанского конгресса морских наук и технологий (PACON-2019). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2019. С. 60. ISBN 978-5-6043211-0-2
4. Травкин В.С., Белоненко Т.В. Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик мезомасштабных вихрей в Лофотенской котловине на основе спутниковых и натуральных данных // Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». СПб.: ХИМИЗДАТ, 2019. С. 841.
5. Травкин В.С., Белоненко Т.В. Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины по спутниковым данным // Материалы 17-й Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". Институт космических исследований Российской академии наук, 2019. С. 225.
6. Травкин В.С., Федоров А.М., Белоненко Т.В. Использование спутниковой информации для исследования изменчивости глубокой зимней конвекции в море Лабрадор // Сборник тезисов докладов шестнадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". Институт космических исследований Российской академии наук, 2018. С. 224.
7. Травкин В.С., Федоров А.М., Белоненко Т.В. // Глубокая конвекция в море Лабрадор по данным массива ARMOR 3D. Гидрометеорология и экология: научные достижения и перспективы развития Труды II Всероссийской конференции, 2018. С. 639-642.
8. Травкин В.С. Сезонная и межгодовая изменчивость вихрей Лофотенской котловины // Материалы международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Теория и практика современных географических исследований», посвященной 180-летию российского путешественника и натуралиста, исследователя Центральной Азии Н. М. Пржевальского в рамках XV Большого

географического фестиваля. М.: Издательство «Каллиграф», 2019. С. 123. [Электронное издание]. ISBN 978-5-90363-273-2

9. Травкин В.С., Белоненко Т.В. Оценка глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря и методы ее оценки // Ученые записки РГГМУ, 2020. № 3. (в печати)

Результаты работы докладывались на всероссийских и международных конференциях:

1. XV Большой географический фестиваль, 2019.
2. II Всероссийская конференция и выставка «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития», 2018.
3. III Всероссийская конференция и выставка «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития», 2019.
4. Всероссийская открытая ежегодная конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", 2018.
5. Всероссийская открытая ежегодная конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", 2019.
6. 26-я международная конференция RACON – 2019 «Морские науки и технологии для устойчивого развития», 2019.

Список литературы:

1. Алексеев Г.В., Багрянцев М.В., Богородский П.В., Васин В.Б., Широков П.Е. Структура и циркуляция вод на северо-востоке Норвежского моря // Проблемы Арктики и Антарктики, 1991. Вып. 65. С. 14–23.
2. Алексеев В.А., Иванов В.В., Репина И.А., Лаврова О.Ю., Станичный С.В. Конвективные структуры в Лофотенской котловине по данным спутников и буев Арго // Исследование Земли из космоса, 2016. №1–2, с. 90–91.
3. Башмачников И.Л., Белоненко Т.В., Куйбин П.А. Приложение теории колоннообразных Q-вихрей с винтовой структурой к описанию динамических характеристик Лофотенского вихря Норвежского моря // Вестник СПбГУ, Науки о Земле, 2017. Т. 62. Вып. 3. С. 221–233.
4. Белоненко Т.В., Башмачников И.Л., Колдунов А.В., Куйбин П.А. О вертикальной компоненте скорости в Лофотенском мезомасштабном вихре Норвежского моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2017. Т. 53. № 6. С. 728–737.
5. Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К. Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // Вестник СПбГУ, Науки о Земле, 2014. Сер. 7. Вып. 2. С. 108–121.
6. Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Сентябов Е.В., Карсаков А.Л. Термохалинная структура Лофотенского вихря Норвежского моря на основе экспедиционных исследований и по данным гидродинамического моделирования // Вестник СПбГУ, Науки о Земле, 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 502–511.
7. Блошкина Е.В., Иванов В.В. Конвективные структуры в Норвежском и Гренландских морях по результатам моделирования с высоким пространственным разрешением // Труды Гидрометцентра России, 2016. Вып. 361. С. 146–150.
8. Доронин Ю.П. Физика океана. Спб.: 2010. С. 122–130.
9. Иванов В.В., Кораблев А.А. Формирование и регенерация внутривихревой линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология, 1995а. № 9. С. 102–108.
10. Иванов В.В., Кораблев А.А. Динамика внутривихревой линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология, 1995б. № 10. С. 55–59.
11. Орлов А.В., Бражников М.Ю., Левченко А.А. Формирование крупномасштабного когерентного вихря в двумерной турбулентности // Письма в ЖЭТФ, 2018. Т. 107. Вып. 3. С. 166–171.

12. Сандалюк Н.В., Белоненко Т.В. Характеристики мезомасштабных вихрей в Лофотенской котловине по данным глайдеров // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития», 2018. С. 569-572.
13. Федоров А.М., Башмачников И.Л., Белоненко Т.В. Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев ARGO и гидродинамического моделирования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 2019. Т. 63. Вып. 3. С. 345-356. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>.
14. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. С. 91.
15. Шапиро Г.И. О синоптической изменчивости верхнего слоя океана, *Океанология*, 1985. Т. 25. № 5. С. 733–739.
16. Benilov E.S. Stable Vortices in a Continuously Stratified Ocean with Thin Active Layer // *Fluids*, 2017. 2. 43. P. 2-13; doi:10.3390/fluids2030043
17. Benilov E.S. Stability of a Two-Layer Quasigeostrophic Vortex over Axisymmetric Localized Topography // *Notes and Correspondence*, 2005. P. 123-129.
18. Brainerd K.E., Gregg M.C. Surface mixed and mixing layer depths // *Deep-Sea Research I*, 1995. 42 (9). P. 1521–1543.
19. Broecker W.S., Peng T.-H. Tracers in the Sea // *Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY*, 1982. P. 35.
20. Broecker W.S. The Great Ocean Conveyor // *Oceanography*, 1991. Vol. 4. No 2. P. 79-81.
21. Carnevale G.F., Kloosterziel R.C., van Heijst G.J.F. Propagation of barotropic vortices over topography in a rotating tank // *J. Fluid Mech.*, 1991. Vol. 233. P. 119-125.
22. Dukhovskoy D.S., Chassignet E.P., Hogan P.J., Metzger E.J., Posey P., Smedstad O.M., Stefanova L.B., Wallcraft A.J. Current State and Recent Changes in the Arctic Ocean from the HYCOM-NCODA Global Ocean and Sea Ice Prediction System // GC23H-07. AGU. San Francisco. Calif. 2016.
23. Faghmous J.H., Frenger I., Yao Y., Warmka R., Lindell A., Kumar V. A daily global mesoscale ocean eddy dataset from satellite altimetry // *Sci. Data*, 2015. 2: 150028. doi:10.1038/sdata.2015.28.
24. Fer I., Bosse A., Ferron B., Bouruet–Aubertot P. The Dissipation of Kinetic Energy in the Lofoten Basin Eddy // *Journal of Physical Oceanography*, 2018. Vol. 48. I. 6. P. 1299–1305.

25. Gascard J.-C., Mork K.A. Climatic importance of large-scale and mesoscale circulation in the Lofoten Basin deduced from Lagrangian observations // *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes. Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. Springer Science, 2008. P. 131-144.
26. Gordeeva S., Zinchenko V., Koldunov A., Raj R.P., Belonenko T. Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten Basin from satellite altimetry // *Advances in Space Research*. 2020.
27. Isachsen P.E., Lacasce J.H., Pedlosky J. Rossby Wave Instability and Apparent Phase Speeds in Large Ocean Basins // *Journal of Physical Oceanography*, 2007. Vol. 37. No. 5. P. 1-11.
28. Jakobsen P., Ribergaard M., Quadfasel D., Schmith T., Hughes C. Near-surface circulation in the northern North Atlantic as inferred from Lagrangian drifters: Variability from the mesoscale to interannual // *Journal of geophysical research*, 2003. Vol. 108. No. C8. P. 3251–3254.
29. Joyce T.M., Toole J.M., Klein P., Thomas L.N. A near-inertial mode observed within a Gulf Stream warm-core ring // *J. Geophys. Res. Oceans*, 2013. No. 118. P. 1797–1806.
<https://doi.org/10.1002/jgrc.20141>.
30. Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E. An optimal definition for ocean mixed layer depth // *Journal of Geophysical Research*, 2000b. Vol. 105. No. C7. P. 16803–16821.
31. Köhl A. Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin // *Journal of Physical Oceanography*, 2007. Vol. 37. No. 11. P. 2637–2643.
32. Koszalka I., LaCasce J.H., Mauritzen C. // *Deep-Sea Research II*, 2013. No 85. P. 96-102.
33. Kunze E., Schmitt R.W., Toole J.M. The energy balance in a warm-core ring's near-inertial critical layer // *J. Phys. Oceanogr.*, 1995. Vol. 25. P. 942–957. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025,0942:TEBIAW.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025,0942:TEBIAW.2.0.CO;2).
34. LaCasce J.H. A geostrophic Vortex over a Slope // *Journal of physical oceanography*, 1997. Vol. 28. P. 2362-2366.
35. Lukas R., Lindström E., The mixed layer of the western equatorial Pacific-Ocean // *Journal of Geophysical Research*, 1991. Vol. 96 (Suppl. S). P. 3343–3357.
36. Maximenko N.A., Bang B., Sasaki H. Observational evidence of alternating zonal jets in the world ocean // *Geophys. Res. Lett.*, 2005. Vol. 32. L12607. doi:10.1029/2005GL022728.
37. Maximenko N.A., Melnichenko O.V., Niiler P.P., Sasaki H., Stationary mesoscale jet-like features in the ocean // *Geophys. Res. Lett.*, 2008. Vol. 35. L08603.
doi:10.1029/2008GL033267.

38. Melnichenko O.V., Melnichenko N.A., Schneider N., Sasaki H., Quasi-stationary striations in basin-scale oceanic circulation: vorticity balance from observations and eddy-resolving model // *Ocean Dynamics*, 2010. Vol. 60. P. 653–666. DOI 10.1007/s10236-009-0260-z
39. Montegut C.D., Madec G., Fischer A.S., Lazar A., Iudicone D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 2004. Vol. 109. C12003. P. 2-8. doi:10.1029/2004JC002378
40. Monterey G., Levitus S. Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean // NOAA Atlas NESDIS 14, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 1997. P. 87.
41. Mork K.A., Blindheim J., Variation in the Atlantic Inflow to the Nordic Seas. 1955–1996 // *Deep-Sea Research I*, Vol. 47, No. (6), 2000. P. 1035–1057.
42. Mork K.A., Skagseth Ø., Ivshin V., Ozhigin V., Hughes S.L., Valdimarsson H. Advective and atmospheric forced changes in heat and fresh water content in the Norwegian Sea 1951–2010 // *Geophys. Res. Lett.*, 2014. Vol. 41. P. 6221–6228, doi:10.1002/2014GL061038
43. Nøst O.A., Isachsen P.E. The large-scale time-mean ocean circulation in the Nordic Seas and Arctic Ocean estimated from simplified dynamics// *Journal of Marine Research*, 2003. Vol. 61. P. 175–210.
44. Nilsen J.E., Falck E., Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948-1999 // *Progress in Oceanography*, 2006. Vol. 70. P. 58–89.
45. Nilsen, J.E., Gao Y., Drange H., Furevik T., Bentsen M. Simulated North Atlantic–Nordic Seas water mass exchanges in an isopycnic coordinate OGCM // *Geophysical Research Letters*, 2003. Vol. 30. No. 10. P. 1-12.
46. Nilsen J.E., Nilsen F.N. The Atlantic Water flow along the Vøring Plateau: Detecting frontal structures in oceanic station time series // *Deep-Sea Research I*, 2007. Vol. 54. P. 297–319.
47. Orvik K. The deepening of the Atlantic water in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea, demonstrated by using an active reduced gravity model // *Geophysical research letters*, 2004. Vol. 31. L01306. P. 1–3.
48. Pedersen O.P., Zhou M., Tande K.S., Evandsen A. Eddy formation on the coast of Norway–Evidenced by synoptic sampling // *ICES J. Mar. Sci.*, 2005. Vol. 62. P. 615–626.
49. Poulain P.-M., Warn-Varnas A., Niiler P. Near surface circulation of the Nordic Seas as measured by lagrangian drifters // *Journal of Geophysical Research*, 1996. No. 101 (C8). P. 18237–18258.
50. Raj R.P., Chafik L., Nilsen J. E. Ø., Eldevik T., Halo I. The Lofoten Vortex of the Nordic seas // *Deep-sea research I*, 2015. Vol. 96. P. 1–2.

51. Raj R.P., Johannessen J.A., Eldevik T., Nilsen J. E. Ø., Halo I. Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin // *Journal of Geophysical Research: Ocean*, 2016. Vol. 121. I. 7. P. 2–15.
52. Raj R.P., Halo I., Monitoring the mesoscale eddies of the Lofoten Basin: importance, progress, and challenges // *International Journal of Remote Sensing*, 2016. Vol. 37. No. 16. P. 3712–3728.
53. Rhines P.B. Waves and turbulence on a beta-plane // *J. Fluid Mech.*, 1975. Vol. 69. part 3. P. 417-443.
54. Richards C., Straneo F. Observations of Water Mass Transformation and Eddies in the Lofoten Basin of the Nordic Seas // *Journal of Physical Oceanography*, 2015. Vol. 45. No. 6. P. 1735–1737.
55. Rossby T., Ozhigin V., Ivshin V., Bacon S. An isopycnal view of the Nordic Seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin // *Deep-sea Res.*, 2009a. I. 56(11). P. 1955–1971.
56. Rossby T., Prater M.D., Søliland H. Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic seas // *J.Geophys.Res.* 114, 2009b. C04011. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JC005073>.
57. Shchepetkin A. F. Interaction of Turbulent Barotropic Shallow-Water Flow With Topography // *Proceedings of Hawaiian Winter Aha Huliko'a Workshop*, 1995. P. 225-237.
58. Søliland H., Prater M.D., Rossby T. Rigid topographic control of currents in the Nordic Seas // *Geophysical Research Letters*, 2008. Vol. 35. L18607. doi:10.1029/2008GL034846.
59. Spall M.A. Non-local topographic influences on deep convection: An idealized model for the Nordic Seas // *Ocean Modelling*, 2010. Vol. 32. P. 72–85.
60. Travkin V.S., Belonenko T.V. Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // *RUSSIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES*, 2019. Vol. 19. ES5003. P. 1-7. doi:10.2205/2019ES000676.
61. Vaillancourt R.D., Marra J., Seki M.P., Parsons M.L., Bidigare R.R. Impact of a cyclonic eddy on phytoplankton community structure and photosynthetic competency in the subtropical North Pacific Ocean // in: *Deep-Sea Res. I*, 2003. Vol. 50. P. 829–847.
62. Voet G., Quadfasel D., Mork K.A., Søliland H. The mid-depth circulation of the Nordic Seas derived from profiling float observations // *Tellus A.*, 2010. Vol. 62. No. 4. P. 516–529.
63. Volkov D.V., Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin - a sub-Arctic hot spot of ocean variability // *Geophysical Research Letters*, 2013. Vol. 40. P. 1–4. doi:10.1002/grl.50126.
64. Volkov D.V., Kubryakov A.A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model, *Deep-sea research I*, 2015. V. 105. P. 142–144.

65. Xiao-Hai Y., Schubel J.R., Pritchard D.W. Oceanic upper mixed layer depth determination by the use of satellite data // *Remote Sensing of Environment*, 1990. Vol. 32. No. 1. P. 55-74.
[https://doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90098-7](https://doi.org/10.1016/0034-4257(90)90098-7).
66. Yu L.S., Bosse A., Fer I., Orvik K. A., Bruvik E. M., Hessevik I., Kvalsund K. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017. P. 6814-6825.
67. Zyryanov V.N., Topographic eddies in a stratified ocean // *Regular and chaotic dynamics*, 2006. Vol. 11. No. 4. P. 491-521.